



HAL
open science

Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire – Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ

Romain Delunel

► **To cite this version:**

Romain Delunel. Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire – Apports des nucléides cosmogéniques produits in-situ. Géomorphologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. NNT: . tel-00511048

HAL Id: tel-00511048

<https://theses.hal.science/tel-00511048>

Submitted on 23 Aug 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**Ecole doctorale Terre Univers Environnement
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE**

**Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-
Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire**

—
**Apports des nucléides cosmogéniques
produits *in-situ***

ROMAIN DELUNEL

Soutenue publiquement le 24 juin 2010 devant le jury composé de :

Friedhelm von Blanckenburg
Yanni Gunnell
Fritz Schlunegger
Philippe Schoeneich
Peter van der Beek
Didier Bourlès

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Directeur



**Ecole doctorale Terre Univers Environnement
Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines
THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE GRENOBLE**

**Evolution géomorphologique du massif des Ecrins-
Pelvoux depuis le Dernier Maximum Glaciaire**

—
**Apports des nucléides cosmogéniques
produits *in-situ***

ROMAIN DELUNEL

Soutenue publiquement le 24 juin 2010 devant le jury composé de :

Friedhelm von Blanckenburg
Yanni Gunnell
Fritz Schlunegger
Philippe Schoeneich
Peter van der Beek
Didier Bourlès

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Directeur
Directeur



Remerciements

La réalisation d'une thèse nécessite de longues heures de travail qu'il serait difficile de mener à bien sans l'aide et le soutien des nombreuses personnes que je tiens à remercier ici.

Tout d'abord, je veux témoigner de tout mon respect et ma gratitude envers mes deux directeurs, Peter et Didier, pour l'aide qu'ils m'ont apportée tout au long de ces quatre dernières années. Merci Peter d'avoir eu confiance en moi dès le premier jour, de m'avoir écouté et d'avoir su me transmettre ton optimisme lors de mes moments de doute. Didier, merci pour ton accessibilité et pour ton soutien sans faille alors que je n'étais que rarement à Aix. Merci à vous deux pour votre énorme générosité humaine, votre constante disponibilité et vos immenses qualités scientifiques.

Je tiens également à remercier chaleureusement l'ensemble des membres de mon jury, Messieurs Friedhelm von Blanckenburg, Yanni Gunnell, Fritz Schlunegger et Philippe Schoeneich pour avoir accepté d'évaluer mon travail ainsi que pour les efforts qu'ils ont réalisés afin de rejoindre Grenoble le 24 juin pour ma soutenance, jour de grève nationale... Merci à Friedhelm et Yanni d'avoir accepté de lire mon manuscrit et d'avoir pris le temps de rédiger des rapports précis et sincères. Merci également à Fritz pour m'avoir témoigné tout l'intérêt qu'il portait à mon travail dès mon premier EGU. Des sincères remerciements tout particuliers à Philippe qui a accepté la lourde tâche de présider le jury et grâce à qui j'ai su trouver ma voie toute singulière, naviguant aux frontières floues de la géographie, la géomorphologie et la géologie...

Pendant ma thèse, j'ai passé un certain nombre d'heures, quelque fois jusqu'à des heures tardives, sur une paillasse, à trier, dissoudre, précipiter, évaporer, re-dissoudre, séparer, cathoder des échantillons... Merci à tous, chimistes, géochimistes, physiciens, permanents ou non, ITA, IR, CR, DR, qui m'ont appris, aidé, qui ont répondu à mes questions « bêtes » et qui m'ont permis de mieux comprendre ce que je faisais. Merci donc à Fred, Georges, Catherine, Sarah, Laetitia. Un énorme merci à Régis et à Silke qui m'ont appris à préparer mes premiers échantillons à Aix, chacun « à leur sauce » et grâce à qui j'ai acquis une certaine autonomie dans un labo. Enfin, je remercie sincèrement Julien pour tout le courage qu'il a eu pour me supporter dans son labo de Grenoble ; cela n'a pas été facile tous les jours mais on a réussi. Qui l'eût cru... merci Juju !

Ma thèse s'est déroulée quasi entièrement dans le territoire du Parc National des Ecrins, je tiens donc à remercier chaleureusement l'ensemble des agents du parc de m'avoir autorisé à prélever des échantillons dans ces paysages merveilleux. Je remercie également Emmanuel Paquet et l'agence grenobloise d'EDF-DTG pour m'avoir permis d'utiliser les données issues des nivomètres à rayonnement cosmique.

Merci à tous les « vrais » géologues, ceux qui lèchent les cailloux, que j'ai eu grand plaisir à côtoyer au LGCA. Merci Christophe, Etienne, Manu, Matthias, Thierry, Stéphane S et G, Arnaud, Pierre, pour la biblio, les cartes, les reconnaissances pétro... Merci, Eric, pour tes éclairages continus sur les statistiques, le traitement des incertitudes, le vin... Tiens, Jérôme je pourrais te mettre ici aussi, c'est ta génération... non ? Tu veux être dans le paragraphe « potes » ? Bon d'accord...

Mes sincères remerciements aux chercheurs que j'ai eu le plaisir de rencontrer lors de mon séjour écossais et qui m'ont beaucoup apporté grâce à leur culture différente et leur gentillesse : Messieurs Mickael Summerfield, Tibor Dunai, Mikael Attal (bon Mika pour la culture différente tu repasseras !) Steven Binnie et Derek Fabel.

Merci à mes collègues (et anciens profs pour certains !) de l'IGA avec qui j'ai eu plaisir de travailler comme moniteur puis comme ATER ; merci à vous, Sandra, Laure, Sylvain, Georges, Rachid, Frank, Jean-Mi, Camille, Annie-Pierre, Laetitia et bien d'autres... Mention spéciale à Xavier pour l'aide que tu m'as fournie lors de l'échantillonnage des bassins versants des Ecrins. Tu remarqueras que tu n'as pas trop transpiré... Pour ta thèse ce n'était pas la même...

Un immense merci à tous ceux qui facilitent la vie (oups, le travail !) au LGCA. Merci les « Claclacla », Claudine et Claudie, de nous faciliter toutes les démarches administratives, Rodolphe de maintenir en forme nos ordinateurs, Pascale de nous dénicher les références les mieux cachées... Merci aussi au 2B3, François, Francis et Jean-Marc pour votre gentillesse, votre humour et vos (tes) chemises (oui Jean-Marc c'est de toi que je parle ! Un grand merci pour ton aide lors de ma soutenance).

Merci à tous les étudiants, thésards, Masters du LGCA, de l'OSUG, de l'IGA, de France et de Navarre, pour les bons moments que l'on a passés ensemble et que l'on passera. Dans tous ces étudiants, qu'importe l'année d'obtention de leur(s) BAC (tu vois Jéjé tu es aussi dans ce paragraphe !), certains sont atypiques, voire complètement fous ; en tout cas, tous ont été des maillons indispensables à la réussite de ma thèse... Commençons par mes très chers Chichi et Totoro (A.K.A. François et Pierre), membres du très sélect « Dream Office », le bureau n°349 de la Maison des Géosciences, seul bureau au monde à avoir été cité lors d'une soutenance de thèse... Merci les gars, pour tout ce que l'on a partagé, merci pour votre soutien et pour votre aide... Merci au tableau blanc, en passant ! Après ce moment émotion, un grand merci à Benoit, Marion, Lucille, Jérôme (oui c'est bien toi !), Jérémie et Thibault (l'ordre présenté ici n'est pas affectif...) pour tous ces bon moments de rire, de débats houleux, de sport (peu), de chutes, d'ivresses, d'engeulades, de bonnes bouffes... Je remercie également mes amis Julien, Sylvain et Stéphane qui ne m'ont pas trop aidé mais qui sont toujours là pour moi.

J'en arrive enfin à remercier les personnes les plus chères à mon cœur. Celles entrées récemment dans ma vie : Safwan et Joumane merci pour l'amour que vous me témoignez, énorme merci Shasa pour m'avoir soutenu tout au long de ma rédaction et de partager avec moi le quotidien. Enfin celles qui sont présentes depuis mon premier souffle : merci Papa, merci Maman, merci Guillaume (et Méloche !) et Thibault d'avoir grandement participé à la construction de la personne que je suis aujourd'hui.

Romain, été 2010

Résumé

Le rôle des interactions et couplages entre la tectonique, le climat et les processus de surface sur l'évolution des chaînes de montagne représente une question prépondérante dans la communauté des Sciences de la Terre depuis une vingtaine d'années. Dans cette étude, l'évolution récente du relief du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes occidentales françaises) en réponse aux changements climatiques marquant la transition entre le Pléistocène et l'Holocène est abordée à partir de l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be et ^{26}Al) mesurées sur plus de 60 échantillons prélevés sur des surfaces rocheuses en place ou issus de matériaux détritiques.

Les mesures en ^{10}Be et ^{26}Al réalisées à partir d'échantillons récoltés sur des morphologies glaciaires (polis glaciaires, roches moutonnées et nunataks) témoins de l'extension des glaciers lors de la dernière période glaciaire (LGM ou Last Glacial Maximum), apportent de nouvelles contraintes temporelles quand aux modalités de la déglaciation du massif. Les âges d'exposition obtenus indiquent que les glaciers des bassins de la Durance, Romanche/Vénéon et du Drac réagissent différemment au changement climatique global qui marque la fin du Dernier Maximum Glaciaire et mettent en évidence le retrait progressif des glaciers du massif des Ecrins-Pelvoux durant le Tardiglaciaire entre ~20 et 11 ka.

La mesure en ^{10}Be d'alluvions fluviales prélevées dans plusieurs rivières indique que l'érosion depuis le retrait glaciaire est contrôlée, à l'échelle du massif, par les processus de gélifraction qui affectent principalement les lignes de crêtes rocheuses. Les taux de dénudation moyens obtenus varient entre 0.27 et 1.07 mm an^{-1} . Ces résultats sont cohérents par rapport aux taux de dénudation postglaciaires obtenus pour d'autres régions des Alpes, confirmant ainsi le rôle significatif des processus périglaciaires sur l'évolution récente des reliefs des montagnes tempérées.

Enfin, les résultats obtenus à plus petite échelle dans le bassin versant du Vallon des Etages (Haut Vénéon) indiquent que la signature ^{10}Be des alluvions est dominée par les matériaux détritiques exportés depuis les marges proglaciaires actuelles et/ou du Petit Age de Glace (XVII-XIX^e siècles). Cependant, les concentrations mesurées sur les matériaux détritiques d'origine glaciaire représentent vraisemblablement un mélange entre des produits d'érosion glaciaire et des sédiments périglaciaires issus de l'activité de la gélifraction au niveau des parois surplombant la langue terminale du glacier.

Abstract

Since the early 90's, the coupling and interaction between tectonics, climate and surface processes have been a key question in the Geosciences community. Here, the recent relief evolution of the Ecrins-Pelvoux massif (French Western Alps) induced by Pleistocene / Holocene climate change is studied using in-situ produced Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN) measurements that have been performed on more than 60 samples consisting of both bedrock and detrital material.

^{10}Be and ^{26}Al measurements performed on samples collected from glacial features (glacially polished bedrock, roches moutonnées, nunataks) allow constraining both the chronology and pattern of ice retreat within the massif. Cosmic-ray exposure dating shows a contrasting response of glacial drainage basins on the eastern and western flanks of the massif, evidence by asynchronous ice retreat following the Last Glacial Maximum, and highlights the progressive retreat of glaciers towards their present-day positions during the Late Glacial (~20 and 11 ka).

Measurements of ^{10}Be concentrations in stream sediments collected in several rivers draining the massif show that the post-glacial denudation at the massif scale is controlled by frost shattering processes, which mostly affect rock crests. Mean catchment denudation rates vary from 0.27 to 1.07 mm yr⁻¹, in agreement with post-glacial denudation rates obtained throughout the Alps. Therefore, these results highlight that frost-induced processes play an important role in the present-day relief evolution of mid-latitude mountains.

Finally, results obtained at a smaller scale within the Vallon des Etages catchment (Upper Vénéon) indicate that ^{10}Be concentrations carried by stream sediments are strongly controlled by glacial detrital materials exported from present-day and/or Little Ice Age (XVII-XIXth centuries) ice margins. However, glacial materials that currently supply the stream sediment system probably represent a mixture between glacially scoured sediments and periglacial products that fed the glacier tongue due to frost-shattering activity on headwater rock cliffs.

Table des Matières

Introduction	1
Chapitre I : Méthodologie.....	13
I. Méthodologie associée à l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits <i>in-situ</i>	15
1. L'échantillonnage	16
2. Préparation et tri mécanique des échantillons	18
3. Extraction chimique du béryllium et de l'aluminium	19
4. Mesure des concentrations	24
4.1. Mesure de la concentration en aluminium par spectrométrie optique d'émission au plasma	
4.1.1. <i>Principes du fonctionnement de l'ICP-OES</i>	24
4.1.2. <i>Préparation des échantillons et déroulement de la mesure</i>	24
4.2. Mesure des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al par spectrométrie de masse par accélérateur	26
4.2.1. <i>Principes de l'utilisation de la SMA</i>	26
4.2.2. <i>Présentation d'ASTER</i>	28
4.2.3. <i>Calcul de l'incertitude sur la mesure du rapport isotopique</i>	30
4.2.4. <i>Calculs des concentrations en ^{10}Be et/ou ^{26}Al à partir de la mesure des rapports isotopiques</i>	30
5. Détermination des taux d'érosion et des âges d'exposition	31
5.1. Calcul de la production locale en surface	32
5.1.1. <i>Les facteurs d'échelle</i>	32
5.1.2. <i>La correction des paramètres locaux influençant la production</i>	34
5.2. L'incertitude sur les résultats	38

II. Apport des Nivomètres à Rayonnement Cosmique à l'estimation de l'atténuation de la production en nucléides cosmogéniques induite par la couverture neigeuse saisonnière dans le massif des Ecrins-Pelvoux	39
Abstract	42
1. Introduction	43
2. Cosmic-ray flux monitoring and data processing	44
2.1. Principles, characteristics and locations of Cosmic Ray-Snow Gauges	44
2.2. Initial data processing	47
2.2.1. <i>Correction for atmospheric pressure variations</i>	47
2.2.2. <i>Correction for global-scale modulations of cosmic-ray intensity</i>	48
2.2.3. <i>Consideration of geomorphic shielding</i>	48
3. Results	49
4. Discussion	50
4.1. Cosmic-ray flux attenuation due to snow cover	51
4.2. Implications for TCN studies	52
5. Conclusions	53
III. Utilisation et traitement des Modèles Numériques de Terrain	56
1. Caractéristiques du MNT et des logiciels utilisés	56
2. Méthodes d'extraction des paramètres morphométriques caractéristiques du massif des Ecrins-Pelvoux	57
2.1. Extraction des bassins versants	57
2.2. Calcul des altitudes et pentes moyennes	58
2.3. Définition et calcul du relief géophysique	59
3. Calcul des taux de production à l'échelle des bassins versants	59

Chapitre II : Datation des morphologies glaciaires dans le massif des Ecrins-Pelvoux : Apports des nucléides cosmogéniques produits in situ (^{10}Be et ^{26}Al) dans la mise en place d'une chronologie de la déglaciation dans les zones centrales du massif63

I. Introduction65

II. Stratégie d'échantillonnage et principaux sites étudiés71

1. Stratégie d'échantillonnage71

2. Présentation des sites étudiés72

2.1. Le plateau d'Emparis72

2.2. Le Haut Vénéon : la Tête de la Maye74

2.3. Le Vénéon à Saint Christophe en Oisans76

2.4. La Tête de la Draye à Ailefroide78

2.5. La Haute Séveraisse au niveau du vallon du Gioberney80

2.6. Sites d'échantillonnage ponctuels de crêtes rocheuses82

2.7. Les blocs erratiques du Néron84

III. Présentation et interprétation des mesures des concentrations ^{10}Be et ^{26}Al 86

1. Ages d'exposition apparents déterminés à partir des mesures ^{10}Be et ^{26}Al 87

2. Comparaison des couples d'âges $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 89

3. Interprétation des âges d'exposition apparents obtenus93

3.1. Calcul des âges moyens selon la méthode « Mean Square Weighted Deviation »93

3.2. Evolution spatiale des âges d'exposition moyens94

3.2.1. *Le plateau d'Emparis, témoin du retrait glaciaire dans la vallée de la Romanche*94

3.2.2. *Scénario du retrait glaciaire du haut bassin versant du Vénéon*95

3.2.3. *Une déglaciation précoce du système glaciaire de la haute vallée de la Gyronde*102

3.2.4. *Retrait glaciaire dans le vallon du Gioberney*104

3.2.5. *Des âges d'exposition apparents jeunes sur les crêtes rocheuses sommitales*105

3.2.6. *Chronologie de la déglaciation de l'ombilic grenoblois vue depuis le Néron*107

**IV. Synthèse des principaux résultats obtenus, contexte paléoclimatique
du retrait glaciaire dans le massif des Ecrins-Pelvoux et conclusions108**

1. Identification de concentrations héritées en nucléides cosmogéniques et apports de la double datation $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 108
2. Chronologie Tardiglaciaire du retrait des glaciers du massif des Ecrins-Pelvoux ...109
3. Couverture tardive des sommets ou érosion accrue des crêtes ?113

**Chapitre III : “Frost-cracking control on catchment denudation rates:
Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments
(Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps)”115**

Introduction en Français117

Abstract119

1. Introduction120

2. Geological and Geomorphic setting121

3. Method: Cosmogenic-nuclide derived denudation rates125

3.1. Theory125

3.2. Sampling strategy, chemical processing and ^{10}Be measurements126

3.3. Topographic metrics and catchment-scale ^{10}Be production rate127

**4. Results: Catchment-wide denudation rates versus morphometric
parameters129**

5. Discussion132

5.1. Potential limitations and biases in inferred denudation rates132

5.2. Controls on spatially averaged erosion rates137

5.3. Modelling frost-cracking control on denudation rates138

5.4. Implications: climatic control on mountain topography142

6. Conclusions144

Chapitre IV : Estimation du bilan sédimentaire ^{10}Be produit <i>in-situ</i> dans le bassin versant du Vallon des Etages	153
Introduction	155
I. Contexte géomorphologique du bassin versant du Vallon des Etages	158
II. Présentation des échantillons récoltés et protocole de calcul des taux de production moyens et des surfaces	164
1. Description des sites d'échantillonnage et types de matériaux prélevés	164
2. Protocole de calcul des taux de production ^{10}Be moyen et estimation des surfaces	167
III. Résultats	169
IV. Discussion	172
1. Concentrations en ^{10}Be des affleurements soumis à la gélifraction et des produits détritiques associés	172
2. Estimation de la production en ^{10}Be à partir des équations du bilan de masse	174
Conclusions	179
 Conclusions générales et perspectives	 181
1. Développements analytiques et méthodologiques	183
2. Evolution du relief depuis le Dernier Maximum Glaciaire	185
 Références bibliographiques	 191
 Annexe 1 : Tableaux de données	 209
 Annexe 2 : Etude géochronologique et géophysique de l'éboulement du Lauvitel (massif des Ecrins-Pelvoux)	 215

Table des figures et tableaux

Liste des figures et tableaux présentés dans le corps du manuscrit

Figure I. (A) Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition au rayonnement cosmique pour différents taux de dénudation. (B) Evolution de la production en ^{10}Be en fonction de la profondeur	6
Figure II. Carte schématique du socle cristallin et de la couverture sédimentaire du massif des Ecrins-Pelvoux	8
Figure III. Carte de reconstitution des principaux courants de glace des Alpes Occidentales lors du « maximum würmien » d'après Coutterand (2008)	10
Figure IV. Carte de localisation des principaux sites échantillonnés dans le massif des Ecrins-Pelvoux et présentés dans ce manuscrit	12
Figure I.1. Courbes d'élutions réalisées pour la résine (A) DOWEX 1x8 et (B) DOWEX 50Wx8	23
Figure I.2. Schéma illustrant le principe de la mesure par ICP-OES	25
Figure I.3. Schéma du spectromètre de masse par accélérateur ASTER, situé au CEREGE (modifié d'après Klein et al., 2008)	27
Tableau I.A. Polynômes utilisés pour déterminer les "scaling factors"	33
Figure I.4. (A) panorama synthétique représentant environ 140° d'angle (N170-N305) observé depuis le sommet de la Tête de la Maye (Vénéon). (B) relevé de l'orientation et des angles formés par rapport à l'horizontale des principaux reliefs masquant le rayonnement cosmique (valeurs nécessaires au calcul du facteur d'écrantage). (C) Valeurs des "shielding factors" individuels déterminés pour chaque portion située entre deux points d'inflexion de la ligne d'horizon	35

Figure I.5. Influence théorique de la neige sur l'atténuation des taux de production des nucléides cosmogéniques produits in-situ37

Figure I.6. Photographie du Nivomètre à Rayonnement Cosmique du Lac Noir situé sur le plateau d'Emparis40

Figure I.7. Schéma de synthèse présentant la méthode de calcul des taux de production moyen en ^{10}Be à l'échelle d'un bassin versant62

Figure II.1. Reconstitution de la paléogéographie glaciaire du massif des Ecrins-Pelvoux lors du Maximum d'Extension Glaciaire du Quaternaire66, 67

Figure II.2. Localisation des échantillons prélevés sur le plateau d'Emparis et contexte géomorphologique du secteur73

Figure II.3. Localisation des échantillons prélevés sur la Tête de la Maye et l'Aiguille des Etages et contexte géomorphologique du Haut Vénéon lors du MEG75

Figure II.4. Contexte géomorphologique de la vallée du Vénéon, entre le hameau de Champhorent situé au niveau de la confluence du vallon de la Muande avec la vallée du Vénéon et le Plan du Lac photographié depuis le sommet de Pied Moutet (2389 m) et localisation des échantillons récoltés le long du profil vertical réalisé à Saint Christophe en Oisans77

Figure II.5. Représentation 3D, vue vers le nord-ouest, de la géomorphologie du vallon du Saint Pierre à partir de Google™ Earth et localisation des échantillons prélevés le long du profil vertical de la Tête de la Draye79

Figure II.6. Panorama représentant la morphologie de l'épaulement rocheux reliant le flanc de l'auge glaciaire du Gioberney à la crête de la Chauvetanne et la localisation des cordons morainiques observés au fond du vallon de la Condamine81

Figure II.7. Planche photographique représentant la géomorphologie des sites où les échantillons visant à quantifier la concentration en nucléides cosmogéniques produits in-situ des affleurements rocheux caractéristiques des nunataks ont été prélevés	83
Figure II.8. Représentation 3D vers le sud-est de l'ombilic de Grenoble et de la localisation des blocs erratiques échantillonnés sur le Néron, obtenue à partir de Google™ Earth	85
Tableau II.A. Ages d'exposition minimums déterminés à partir des concentrations en ^{10}Be mesurées par SMA	88
Tableau II.B. Ages d'exposition minimums déterminés à partir des concentrations en ^{26}Al mesurées par SMA	89
Figure II.9. Diagramme des âges d'exposition ^{26}Al représentés en fonction des âges d'exposition ^{10}Be des échantillons pour lesquels la mesure conjointe des deux isotopes a été réalisée	91
Figure II.10. Ages d'exposition moyens des échantillons prélevés sur le Plateau d'Emparis	95
Figure II.11. Ages d'exposition moyens des échantillons prélevés le long du profil vertical de la Tête de la Maye	97
Figure II.12. Ages d'exposition moyens des échantillons prélevés le long du profil vertical réalisé à Saint Christophe en Oisans	99
Figure II.13. Représentation schématique de la dynamique du retrait glaciaire dans la vallée du Vénéon	100
Figure II.14. Ages d'expositions moyens des échantillons prélevés sur le profil vertical de la Tête de la Draye	103
Figure II.15. Ages minimums d'exposition des échantillons prélevés sur l'épaule glacière du Giberney	105

Figure II.16. Ages d'exposition des échantillons prélevés sur les crêtes rocheuses sommitales représentés en fonction de leurs altitudes106

Figure II.17. Contexte climatique global et initiation du retrait glaciaire dans le massif des Ecrins-Pelvoux112

Figure IV.1. Carte géomorphologique du bassin versant du vallon des Etages réalisée à partir de l'interprétation de photographies aériennes et d'observations de terrain157

Figure IV.2. Profils topographiques synthétiques du bassin versant du vallon des Etages159

Figure IV.3. Photographie de la partie amont du Vallon des Etages et de son glacier homonyme, prise depuis le pied de l'Aiguille des Etages161

Figure IV.4. Photographie du site de prélèvement situé au pied de l'Aiguille des Etages163

Tableau IV.A. Localisations des échantillons du Vallon des Etages et paramètres de calcul de la production en ^{10}Be 165

Tableau IV.B. Concentrations mesurées pour les échantillons du Vallon des Etages170

Figure IV.5. Représentation de la distribution des concentrations en ^{10}Be mesurées en fonction des différents matériaux échantillonnés à partir de « boîtes à moustaches »171

Figure IV.6. Taux de production moyens théoriques en ^{10}Be modélisés pour trois scénarios d'englacement du bassin versant du Vallon des Etages et différentes concentrations des sédiments d'origines glaciaire (C_g) et périglaciaire (C_p)177

Liste des figures et tableaux présentés dans les articles associés

Delunel R., Bourlès D.L., van der Beek P.A. and Paquet E. Altitude-dependant cosmic-ray flux attenuation by seasonal snow cover revealed by neutron-detector monitoring: implications for cosmic-ray exposure dating in Alpine environments. Article en préparation.

Table 1. *Cosmic-ray snow-gauge locations and main parameters for each station*45

Figure 1.A. *Map of the Ecrins-Pelvoux massif showing the location of Cosmic Ray-Snow Gauges*46

Figure 1.B. *Seasonal variation of daily-averaged hourly cosmic-ray flux measured since September 2001*49

Figure 2.A. *Mean hourly cosmic-ray flux averaged for summer months and winter months, as well as annual averages, plotted against elevation*50

Figure 2.B. *Normalized summer-averaged and mean annual cosmic-ray flux plotted against normalized scaling factors computed for each snow-gauge location*50

Figure 2.C. *Modeled cosmic-ray flux attenuation due to snow cover for the Ecrins-Pelvoux massif*52

Delunel R., van der Beek P.A., Carcaillet J., Bourlès D. And Valla P.G. (2010) Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 293, 72-83.

Figure 1. *Geomorphic setting of the study area, showing sample locations*122

Figure 2. *Field photographs illustrating representative morphologies of the study area* ...123

Table 1. *Sample locations and topographic metrics of the Ecrins-Pelvoux catchments*126

Table 2. *Cosmogenic nuclide analytical data and ^{10}Be -derived denudation rates*129

Figure 3. *^{10}Be -derived catchment-wide denudation rates plotted against main topographic metrics*131

Figure 4. *(a) Linear correlation between LIA-corrected ^{10}Be -derived denudation rate and mean catchment elevation. (b) Catchment-wide denudation rates corrected for LIA glacial extent plotted against uncorrected denudation rates*135

Table 3. *Temperature station locations, available time series and observed climate characteristics*139

Figure 5. *Present day mean annual temperature characteristics as a function of station elevation used to feed frost-cracking model*140

Table 4. *Synthesis of spatially averaged temperature characteristics and frost-cracking model predictions*141

Figure 6. *Correlation between catchment-wide ^{10}Be -derived denudation rates and spatially averaged DFCI modelled for LIA conditions*142

Delunel R., Hantz D., Braucher R., Bourlès D.L., Schoeneich P. And Deparis J. (2010) Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps). *Landslides*, in press, DOI: 10.1007/s10346-010-0221-0.

Figure 1. *Digital Elevation Model of the western part of the Ecrins-Pelvoux massif*220

Figure 2. *Location of the Lauvitel rockslide features, samples location, ^{10}Be exposure ages (ka) and geophysical profiles*221

Figure 3. *General southward view of the Lauvitel valley*223

Figure 4. Resistivity cross-sections obtained from electrical tomography profiles located on Figure 2224

Table 1. Sample locations, cosmogenic-nuclide analytical data and ¹⁰Be exposure ages ...226

Figure 5. Elevation- distribution of Lauvitel rock-avalanche samples228

Figure 6. CRE age probability spectra229

Figure 7. Plot of rock fall and rock avalanche volume versus tangent of the reach angle for 47 events (modified from Corominas 1996)231

Introduction

Contexte scientifique

Les caractéristiques morphologiques du relief des chaînes de montagne résultent de l'action, à différentes échelles spatiales et temporelles, de processus « internes » et « externes » contrôlant leur formation et leur destruction. Dès la fin du XIX^e et la première moitié du XX^e siècle, les géomorphologues se sont intéressés aux contributions respectives des processus tectoniques et climatiques sur les processus de surface et l'évolution à long terme (temps géologiques) du relief de la surface terrestre (Gilbert, 1897 ; Davis, 1899 ; Penck, 1924 ; Tricart et Cailleux, 1965). Depuis les années 1990, l'étude des interactions et couplages entre la tectonique, le climat et les processus de surfaces sur l'évolution de la topographie des chaînes de montagne est devenu un thème de recherche majeur dans la communauté des Sciences de la Terre (Molnar et England, 1990 ; Beaumont et al., 1992 ; Raymo et Ruddiman, 1992 ; Hoffman et Grotzinger, 1993). Plusieurs études ont pu montrer par exemple que la création d'un relief, engendré par le jeu de la tectonique des plaques, influence directement le climat en modifiant notablement la circulation atmosphérique régionale qui, à son tour, affecte la quantité, la nature (liquide ou solide), la distribution spatiale et temporelle des précipitations et participe ainsi à l'intensification de la dénudation du relief (*N.B.* dans ce manuscrit, j'utilise le terme dénudation pour désigner la masse totale de matière retirée de la surface topographique par l'effet combiné des processus physiques, l'érosion *s.s.*, et chimiques, l'altération *s.s.*). Dès lors, l'augmentation des volumes de matériaux exportés depuis la surface du relief modifie considérablement l'état des contraintes mécaniques et la structure thermique de l'orogène, engendrant des mécanismes de rétroaction sur la dynamique propre du système (cf. Willett, 1999 ; Beaumont et al., 2000 ; Whipple et Meade, 2006).

Le développement de la géomorphologie quantitative sous sa forme actuelle est lié, en partie, à l'émergence des études centrées sur l'identification de telles interactions. Ainsi, la publication de l'article « Chicken or Egg » par Molnar et England (1990) et les débats initiés au sujet de l'interprétation de l'augmentation globale des taux de sédimentation à la fin du Cénozoïque (Métivier et al., 1999 ; Zhang et al., 2001 ; Kuhlemann et al., 2002 ; Molnar, 2004) ont certainement contribué, de façon non négligeable, au développement de cette thématique de recherche. En effet, Raymo et Ruddiman (1992) ont par exemple proposé que l'augmentation des taux de soulèvement tectoniques a favorisé l'intensification de la dénudation qui, au travers des réactions d'altérations des minéraux silicatés, a engendré une diminution de la pression partielle en CO₂ atmosphérique et ainsi favorisé un changement climatique global. Au contraire, les travaux de Molnar et England (1990) suggèrent que l'accentuation conjuguée de la fréquence et de la magnitude des oscillations climatiques ont

dynamisé les processus d'érosion dans les zones de montagnes et ont par conséquent induit leur soulèvement, par un mécanisme de rebond isostatique. Ainsi, les modalités du contrôle, direct ou indirect, de l'activité des processus tectoniques (Ahnert, 1970 ; Pinet et Souriau, 1988 ; Summerfield et Hulton, 1994 ; Hovius, 1998 ; Ring et al., 1999 ; Riebe et al., 2001) ou climatiques (Molnar et al., 1993 ; Montgomery, 1994 ; Small et Anderson, 1995, 1998 ; Brozovic et al., 1997 ; Kirkbride et Mathews, 1997 ; Whipple et al., 1999 ; Montgomery, 2002 ; Mitchell et Montgomery, 2006 ; Egholm et al., 2009) sur l'évolution du relief au travers des processus de surface ont été illustrées pour différents environnements. L'étude des interactions et couplages de ces processus à différentes échelles spatiales et temporelles est pourtant indispensable afin d'améliorer nos connaissances quant au fonctionnement réel du « système Terre », en vue notamment de mieux contraindre les causes et les conséquences des changements climatiques globaux et de l'évolution de la surface terrestre.

Contexte méthodologique

La compréhension des couplages et interactions en jeu à la surface de la terre passe nécessairement par la quantification des variations spatiales et temporelles des taux de dénudation (*i.e.* le volume de matériaux érodés par unité de temps) qui ont affectés le relief des chaînes de montagne, afin de reconstituer l'histoire de leur topographie. Il est alors possible de comparer l'histoire érosive d'un massif et l'évolution du contexte tectonique et/ou climatique ayant affecté celui-ci. De plus, en comparant les variations spatiales à la fois des taux de dénudation mais aussi de la topographie (grâce à l'utilisation du Modèles Numériques de Terrain (MNT) à l'échelle d'une région donnée), il est possible d'identifier le « moteur » principal de l'évolution du relief (Montgomery et Brandon, 2002). Cependant, les échelles de temps sur lesquelles les processus responsables de l'évolution du relief agissent sont très variables. Il est donc crucial de développer et d'utiliser diverses méthodes permettant de quantifier les taux de dénudation pour des échelles de temps ciblées. Traditionnellement, trois outils principaux ont été usités afin de quantifier les taux de dénudation. Les méthodes basées sur l'utilisation de la thermochronologie sont sensibles à l'exhumation des roches vers la surface terrestre et les résultats obtenus peuvent être interprétés en terme de taux de dénudation intégrés sur des échelles de temps de l'ordre de 0.1 à 100 Ma (Ehlers et Farley, 2003 ; Bernet et al., 2004 ; Shuster et al., 2005 ; Reiners et Brandon, 2006). L'estimation des taux de sédimentation à partir des volumes de sédiments accumulés dans des lacs naturels ou à l'amont de barrages anthropiques permet de quantifier les taux de dénudation des bassins versants à l'échelle de 10 à 10 000 ans (Sikirdji, 1982 ; Hinderer, 2001). Enfin, la mesure

directe des flux de matières en suspension ou de la charge de fond dans les rivières actuelles permet d'obtenir des informations sur les taux de dénudation à l'échelle de 1 à 10 ans (Summerfield et Hulton, 1994 ; Hovius, 1998 ; Dumas, 2008).

L'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* s'est imposée, depuis une vingtaine d'années, comme un outil majeur dans l'étude de l'évolution du relief sur des échelles de temps de 1000 à 100 000 ans (Bierman, 1994 ; Brown et al., 1995 ; Granger et al., 1997 ; Small et al., 1997 ; Briner et al., 2003 ; von Blanckenburg, 2006). Les nucléides cosmogéniques regroupent l'ensemble des nucléides formés dans l'environnement terrestre lors de réactions nucléaires induites par les particules issues du rayonnement cosmique. En effet, les particules primaires chargées ainsi que les particules secondaires produites lors des cascades nucléaires (découlant de l'interaction entre les particules primaires et les constituants de l'atmosphère) provoquent, principalement, des réactions de spallation et de capture neutronique dans certains nucléides. Les nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (Terrestrial Cosmogenic Nuclides en anglais ; cf. Gosse et Philips (2001) pour une synthèse exhaustive et détaillée), sont des isotopes radiogéniques produits dans les premiers mètres de la surface terrestre (Figure I) à partir de l'interaction entre les particules secondaires du rayonnement cosmique, neutrons secondaires et muons essentiellement, et des éléments cibles présents dans les roches de la croûte (*e.g.* Si, O, Mg, Fe, Al, Cl, K, Ca). Les nucléides cosmogéniques ainsi produits sont stables (*e.g.* ^3He , ^{21}Ne), ou radioactifs, caractérisés par des temps de demi-vie de l'ordre de 10^3 - 10^6 ans (*e.g.* ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl). Les taux de productions respectifs des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* étant relativement faibles, ~ 1 - 100 atomes $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$, l'utilisation routinière de ces isotopes pour des applications en géomorphologie a d'abord nécessité le développement de la spectrométrie de masse par accélérateur afin de pouvoir mesurer précisément les faibles concentrations contenues dans les matériaux étudiés. La mesure par spectrométrie de masse par accélérateur des concentrations en nucléides cosmogéniques d'échantillons prélevés à la surface de la Terre permet alors d'obtenir des informations sur l'histoire « récente » des processus superficiels affectant le relief. En effet, la décroissance exponentielle de la production en profondeur, associée à une longueur d'atténuation de l'ordre de quelques dizaines de centimètres (Figure I), implique que la majorité de la concentration en nucléides cosmogéniques d'une roche est acquise dans les ~ 60 cm les plus superficiels de la croûte terrestre (Figure I). La concentration mesurée est interprétée, en fonction du contexte géomorphologique caractéristique de la zone d'étude, (1) soit en terme d'âge minimum d'exposition d'une surface (soumise de façon négligeable à l'érosion), (2) soit comme un taux de dénudation maximum lorsque la concentration de la surface a atteint un équilibre stationnaire, pour lequel les « gains » associés à la production en

nucléides cosmogéniques sont équivalents aux « pertes » induites par l'érosion et la décroissance radioactive (cf. Lal, 1991 ; Figure I). L'utilisation du concept d'équilibre stationnaire dans le but de quantifier des taux de dénudation moyens des surfaces continentales grâce à la mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques de matériaux détritiques à été envisagé dès le milieu des années 1980 (Lal et Arnold, 1985). Ce n'est que 10 ans plus tard que la méthode a été appliquée à l'échelle des bassins versants (Brown et al., 1995 ; Granger et al., 1996). L'étude présentée dans ce manuscrit se base sur des mesures de nucléides cosmogéniques qui seront interprétés comme étant représentatives soit d'âges minimums d'exposition, soit de taux maximum de dénudation.

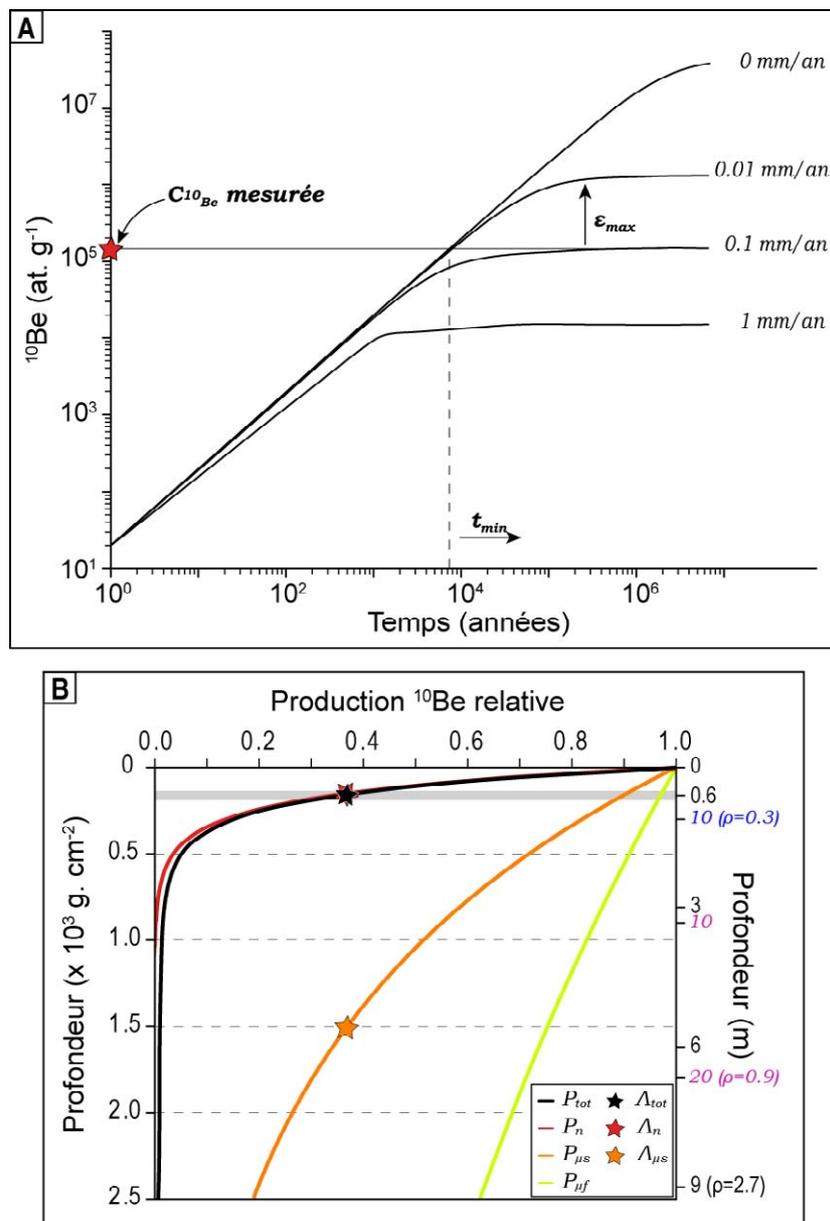


Figure I. (A) Evolution de la concentration en ^{10}Be en fonction du temps d'exposition au rayonnement cosmique pour différents taux de dénudation (modifiée d'après Braucher et al.,

2000) Graphiquement, l'équilibre stationnaire de la concentration en ^{10}Be est atteint lorsque $\Delta C/\Delta t = 0$. Cet équilibre est atteint plus ou moins rapidement selon l'intensité de l'érosion à laquelle la surface est soumise. (B) Evolution de la production en ^{10}Be en fonction de la profondeur. Les quatre courbes représentent l'évolution des productions relatives totale (P_{tot}), neutronique (P_n) et muoniques (P_{μ_s} , P_{μ_f}). Les longueurs d'atténuation caractéristiques des productions relatives sont indiquées par les étoiles et correspondent à des profondeurs de ~ 155 (A_{tot}), 150 (A_n), 1500 g cm^{-2} (A_{μ_s}). L'axe situé à droite de la figure indique les profondeurs correspondantes en mètres pour des densités caractéristiques des roches du socle ($\rho = 2.7 \text{ g cm}^{-3}$), de la glace ($\rho = 0.9 \text{ g cm}^{-3}$) et de la neige ($\rho = 0.3 \text{ g cm}^{-3}$). La zone grisée indique qu'à environ 60 cm de profondeur ($\rho = 2.7 \text{ g cm}^{-3}$), la production totale est réduite d'un facteur e (~ 2.71).

Contexte géomorphologique du massif des Ecrins-Pelvoux

Le massif des Ecrins-Pelvoux est situé dans le Sud-Est de la France, entre les villes de Grenoble, Briançon et Gap. Il fait partie des massifs cristallins externes (MCE) des Alpes Occidentales et se situe respectivement à l'est et au sud des massifs cristallins de Belledonne et des Grandes Rousses (Figure II). Il consiste en une succession de blocs du socle Européen séparés par d'anciens bassins d'extension formés au Jurassique et exhumés le long de failles d'échelle crustale depuis la transition Oligocène-Miocène (Ford, 1966 ; Schmid et Kissling, 2000 ; Dumont et al., 2008). Les études menées à partir des outils de la thermochronologie dans les massifs cristallins externes (Michalski et Soom, 1990 ; Bigot-Cormier et al., 2000 ; Leloup et al., 2005) dont le massif des Ecrins-Pelvoux (van der Beek et al., 2010) et synthétisées dans l'étude publiée par Vernon et al. (2008) montrent que les taux de dénudation moyens des MCE ont augmentés depuis le Pliocène (i.e. 3-6 Ma) jusqu'à atteindre des vitesses de l'ordre de $\sim 1 \text{ km/Ma}$. Actuellement, ces massifs sont soumis à un soulèvement allant jusqu'à 1 mm/an d'après les méthodes géodésiques (Jouanne et al., 1995 ; Kahle et al., 1997), correspondant ainsi aux taux de soulèvement maximums pour les Alpes Occidentales. Cependant, il a été montré, également par des méthodes géodésiques, que le mouvement de rotation antihoraire de la plaque Adriatique par rapport à la plaque Européenne implique actuellement une cinématique stable ou faiblement extensive dans cette partie des Alpes (Calais et al., 2002). D'autres études, menées à partir d'approches géologiques et sismologiques, ont montré que la situation tectonique actuelle est initiée depuis le Miocène

(Selverstone, 2005 ; Sue et al., 2007). Ainsi il a été proposé qu'une partie des vitesses de soulèvement tectonique actuelles des massifs cristallins externes, en l'absence de contraintes liées à la convergence, témoignent du rebond isostatique engendré à la suite de la décharge du massif induite par la déglaciation suivant le dernier maximum glaciaire (Gudmundsson, 1994) et/ou par l'augmentation de l'érosion en réponse aux variations climatiques Quaternaires (Schlunegger et Hinderer, 2001 ; Cederbom et al., 2004 ; Champagnac et al., 2007). Le relief actuel des Alpes Occidentales, très fortement englacé durant les périodes glaciaires du Quaternaire (Figure III) pourrait donc correspondre à un état transitif, induit par le jeu des interactions et couplages entre les processus de surface, le climat et la tectonique (Schlunegger et Hinderer, 2003 ; Champagnac et al., 2007 ; van der Beek et Bourbon, 2008).

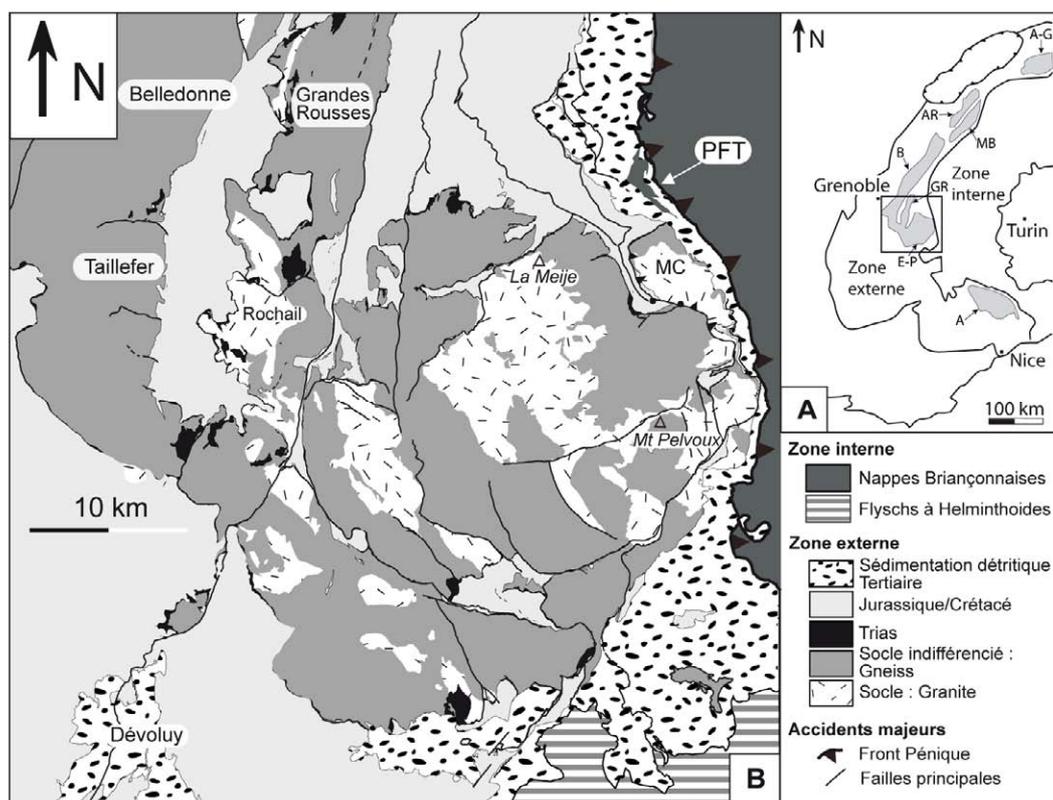


Figure II. Carte schématique du socle cristallin et de la couverture sédimentaire du massif des Ecrins-Pelvoux. (A) Situation du massif des Ecrins-Pelvoux par rapport aux massifs cristallins externes des Alpes européennes. Le cadre noir correspond à la surface représentée par la carte géologique. A-G : Aar-Gothard ; AR : Aiguilles Rouges ; MB : Mont Blanc ; B : Belledonne ; GR : Grandes Rousses ; E-P : Ecrins-Pelvoux ; A : Argentera. (B) Carte schématique de la géologie du massif des Ecrins-Pelvoux (modifiée d'après Simon-Labric, 2006).

Le massif des Ecrins-Pelvoux présente un relief important, typique des massifs alpins, où les sommets et les lignes de crêtes principales, culminant autour de 4000 m d'altitude (e.g. la Barre des Ecrins, 4102 m), tranchent nettement avec les vallées profondément creusées et situées généralement à des altitudes de l'ordre de 1000 m. Ce massif a été intensément englacé durant les périodes glaciaire au cours du Quaternaire (Monjuvent, 1978 ; Figure III) et les vallées internes conservent encore les traces de l'érosion induites par l'écoulement des glaciers (Beaudevin, 2000 ; van der Beek et Bourbon, 2008). Les reconstitutions paléogéographiques glaciaires (Cossart, 2005 ; van der Beek et Bourbon, 2008) disponibles pour le massif des Ecrins-Pelvoux mettent en évidence que seules les parties les plus hautes du massif dépassaient de la surface des glaciers et formaient des nunataks. Cette situation a également favorisée la mise en place de nombreux surcreusements glaciaires dans les vallées principales. Depuis la fin de la période glaciaire et le retrait des langues de glaces principales jusqu'à leurs positions actuelles, la morphologie du relief a conservé l'empreinte des glaciations passées et permet de distinguer aisément l'influence morphogénétique des processus glaciaires et/ou périglaciaires actuels. Les vallées principales sont caractérisées par des profils en U présentant de façon ubiquiste des affleurements rocheux polis et des roches moutonnées au dessous d'une zone de transition topographique correspondant à la limite supérieure atteinte par les glaciers : la trimline (Thorp, 1981 ; Ballantyne et al., 1997). Au dessus de la trimline, le substratum rocheux présente des signes importants de fracturation mécanique et d'altération supergène et les pentes supérieures sont caractérisées par la présence d'une couverture détritique dense, induite par l'activité des processus de gélifraction au niveau des parois sommitales et des lignes de crêtes. L'occupation des vallées internes du massif des Ecrins-Pelvoux par les glaciers et leurs implications, directes ou indirectes, sur l'évolution du relief est également mise en évidence par l'existence, de façon ponctuelle, d'écroulements rocheux postglaciaires (Cossart et al., 2008 ; Delunel et al., *in press*, cf. Annexe 2). De même, le réseau fluvial actuel, caractérisé par une succession de ruptures de pentes (*valley-steps and flats*) induites par l'existence de verrous rocheux et d'ombilics de surcreusement d'origine glaciaire, est représentatif des systèmes hydrographiques en situation de déséquilibre dynamique depuis le retrait des glaciers (MacGregor et al., 2000 ; Anderson et al., 2006). Enfin, les gradins de confluences, situés à la jonction entre les vallons émissaires et les vallées principales, présentent également une situation de déséquilibre mise en évidence par des taux d'incision de l'ordre du cm/an au niveau des gorges de raccordement (Valla et al., 2010 a, b).

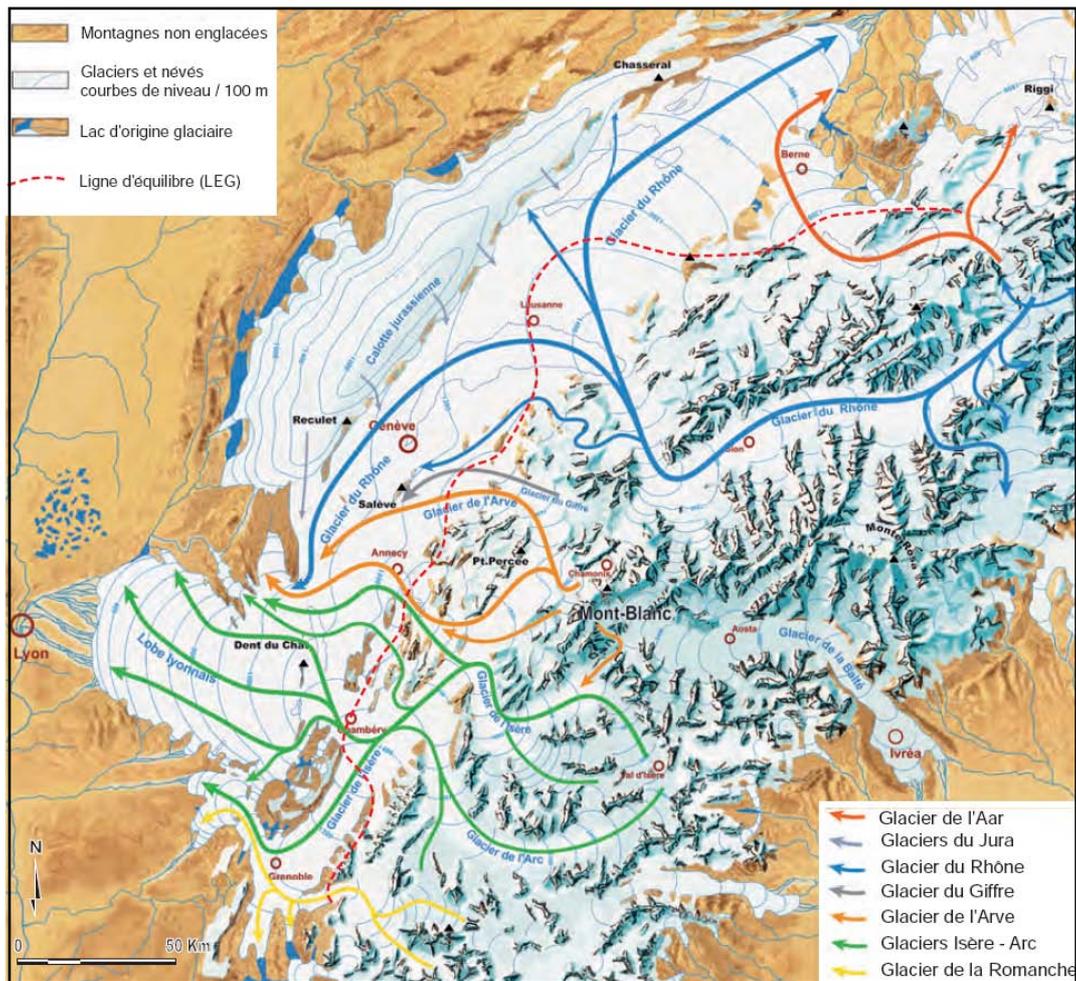


Figure III. Carte de reconstitution des principaux courants de glace des Alpes Occidentales lors du « maximum würmien » d'après Coutterand (2008). Cette reconstitution schématique représente peu ou prou la paléogéographie lors du Dernier Maximum Glaciaire.

Problématique générale et organisation du manuscrit

Le relief du massif des Ecrins-Pelvoux présente une morphologie largement influencée par les périodes glaciaires du Quaternaire pendant lesquelles l'englacement quasi-généralisé du massif a favorisé le surcreusement dans les vallées principales en épargnant vraisemblablement les sommets et les lignes de crêtes principales. De ce fait, les périodes glaciaires ont dû participer à l'augmentation relative du relief (Champagnac et al., 2007 ; Haeuselmann et al., 2007 ; van der Beek et Bourbon, 2008). De plus, alors que plusieurs études ont montré l'absence de contraintes tectoniques nécessaires au maintien du relief des Alpes Occidentales, les données de nivellement géodésique actuelles indiquent que les MCE sont soumis à un soulèvement non négligeable par rapport à l'arc alpin dans son ensemble.

Celui-ci a été interprété comme étant lié, en partie, au rebond isostatique induit par l'intensification de l'érosion insufflée par les périodes glaciaires du Quaternaire. Ainsi, les Alpes Occidentales, et en particulier les MCE dont fait partie le massif des Ecrins-Pelvoux, sont un site privilégié pour l'étude des interactions entre le climat et l'évolution du relief. A partir de la mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be et ^{26}Al) le travail présenté dans ce manuscrit vise à quantifier l'effet des changements climatiques sur l'évolution du relief du massif des Ecrins-Pelvoux, notamment au travers de l'estimation des taux de dénudation pour différentes échelles temporelles. En effet, la production des nucléides cosmogéniques étant limité aux premiers mètres de la surface terrestre, nous pourrions être en mesure de quantifier le rôle éventuel des variations spatiales des taux d'érosions au cours des dernières périodes glaciaires du Quaternaire sur la formation de la morphologie caractéristique du relief du massif. De même, l'impact potentiel de la modification des conditions climatiques entre le Dernier Maximum Glaciaire (DMG ou LGM, de « Last Glacial Maximum ») et la période interglaciaire actuelle (l'Holocène) sur les processus d'érosion et leurs contrôles sur l'évolution récente de la topographie peut également être questionné.

Afin de répondre à ces questions, ce manuscrit présente les résultats que j'ai obtenus à partir de la mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques (^{10}Be et ^{26}Al) réalisées pour plus de 60 échantillons (Figure IV) collectés sur des surfaces rocheuses en place ou constitués de matériaux détritiques. Dans le premier chapitre, je présente la méthodologie et les techniques analytiques que j'ai utilisées tout au long de ma thèse. Celui-ci traite de façon importante de l'application des nucléides cosmogéniques en géomorphologie. Dans ce chapitre, je présente également un article en préparation traitant de l'effet de la couverture neigeuse saisonnière sur l'atténuation de la production des nucléides cosmogéniques. Dans le deuxième chapitre, les résultats obtenus à partir de la mesure des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al d'échantillons collectés sur les morphologies caractéristiques du relief du massif des Ecrins-Pelvoux sont présentés et utilisés afin de proposer une chronologie du retrait des principaux systèmes glaciaires du massif. Ensuite, le troisième chapitre est consacré à l'article « Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from *in-situ* produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps) » publié dans la revue *Earth and Planetary Science Letters*. Celui-ci présente les taux de dénudation moyens obtenus pour douze bassins versants du massif des Ecrins-Pelvoux à partir des concentrations en ^{10}Be mesurées sur des alluvions fluviales actuelles. Enfin, je présente les résultats obtenus à partir

de la mesure de la concentration en ^{10}Be effectuée sur des matériaux essentiellement détritiques et provenant de différentes formations superficielles exposées dans le bassin versant du Vallon des Etages. Ce dernier chapitre permet de mettre en évidence les potentialités et limites inhérentes à l'utilisation des nucléides cosmogéniques dans les environnements de hautes altitudes encore englacés comme ceux du massif des Ecrins-Pelvoux. Je clos enfin ce manuscrit en proposant une synthèse des principaux résultats obtenus dans cette étude et des perspectives de recherches pouvant être rapidement mises en œuvre afin d'enrichir plus encore nos connaissances sur le sujet traité.

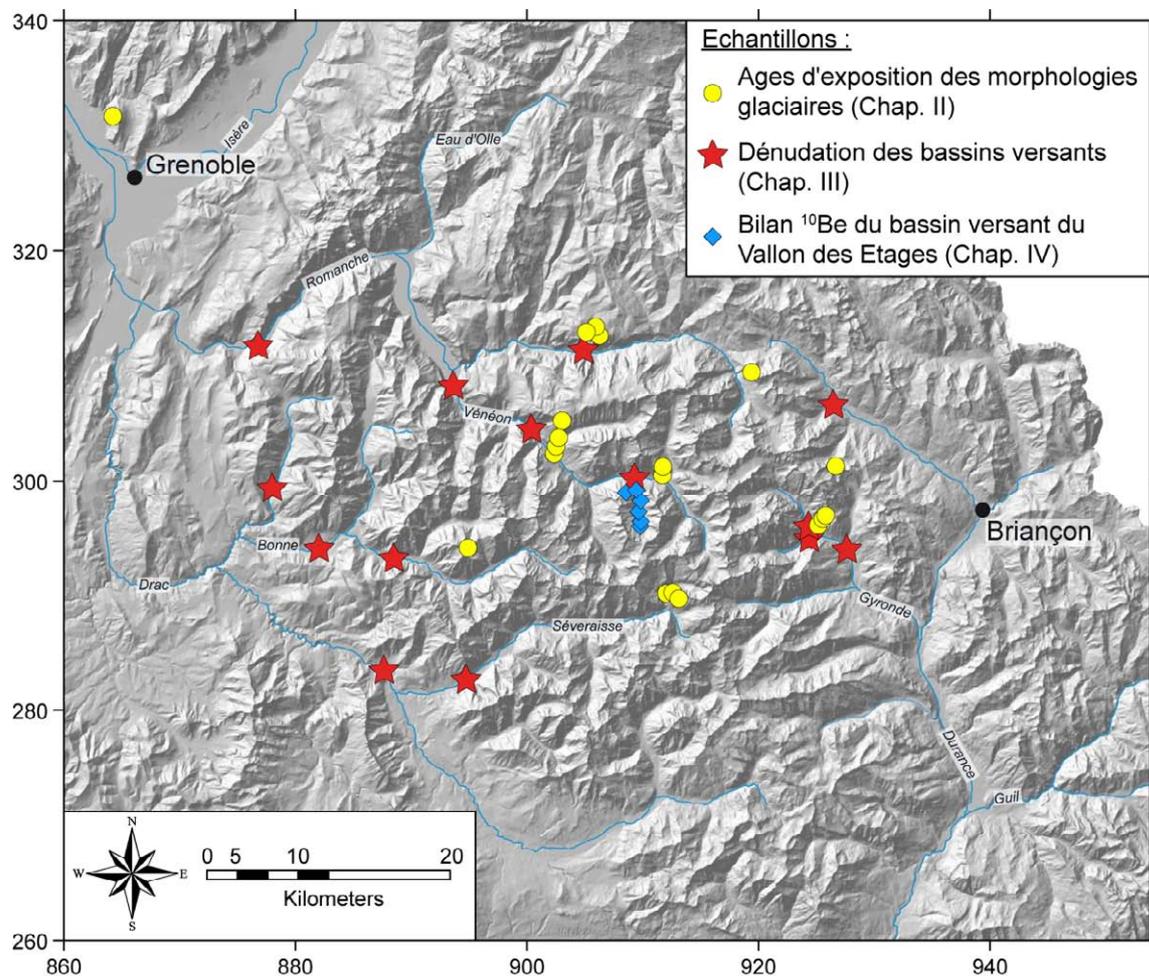


Figure IV. Carte de localisation des principaux sites échantillonnés dans le massif des Ecrins-Pelvoux et présentés dans ce manuscrit.

Chapitre I :

Méthodologie

La méthodologie et les techniques analytiques qui ont été utilisées tout au long de ma thèse sont présentées dans ce chapitre. La première partie a pour objectif de présenter les différentes étapes mises en œuvre depuis le prélèvement des échantillons jusqu'aux calculs d'âges d'expositions et/ou de taux de dénudation à travers la méthode des nucléides cosmogéniques produits in situ. La deuxième partie est l'occasion de présenter la méthode inédite qui nous a permis, à partir de l'utilisation des données de flux de rayonnement cosmique mesurées par EDF, de caractériser l'impact de la neige sur l'estimation des taux de production des nucléides cosmogéniques produits in situ dans le massif des Ecrins-Pelvoux. Cette partie est présentée sous la forme d'un article scientifique en préparation. Enfin, la troisième partie se consacre à la présentation des outils cartographiques et mathématiques qui ont été utilisés à la fois pour extraire les principaux paramètres morphométriques de notre zone d'étude et pour déterminer les taux de dénudation moyens à l'échelle des bassins versants.

I. Méthodologie associée à l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits in situ.

Au cours de ma thèse, plus de 75 échantillons ont été prélevés dans le massif des Ecrins-Pelvoux et j'ai préparé 66 d'entre eux au LGCA afin d'en mesurer leurs concentrations en isotopes cosmogéniques produits in situ du béryllium (^{10}Be) et/ou de l'aluminium (^{26}Al). Ces mesures ont toutes été réalisées sur l'instrument national ASTER situé au CEREGE à Aix en Provence. Cette première partie présente les différents protocoles qui ont été utilisés depuis l'échantillonnage sur le terrain jusqu'à la préparation des cibles pour la mesure par spectrométrie de masse par accélérateur. Je présente également dans cette partie le fonctionnement des instruments que nous avons utilisé pour mesurer les concentrations de mes échantillons en isotope stable de l'aluminium et en isotopes cosmogéniques du béryllium et de l'aluminium. La dernière partie est enfin l'occasion de présenter les méthodes de calcul des âges d'exposition et des taux de dénudation.

1. L'échantillonnage

Trois missions principales d'échantillonnage ont été menées avec pour chacune une problématique et des objectifs bien définis. Ces missions se sont déroulées durant des périodes allant de mi-mai à mi-octobre en 2006-2007-2008, puisque les secteurs échantillonnés sont difficilement accessibles pendant 4-5 mois de l'année où les routes d'accès sont fermées et le terrain n'est pas praticable (présence de neige, températures négatives, orages, etc.). Chronologiquement, et afin de répondre aux trois principales questions posées dans ce manuscrit, j'ai échantillonné trois types de matériaux : des alluvions de rivières, des roches en place sur des morphologies d'origines glaciaires et/ou périglaciaires, des matériaux divers (gélifractes/régo-lite, tills glaciaires et colluvions) dans le bassin versant des Etages.

Durant la première mission menée à l'automne 2006, j'ai prélevé 10 des 12 échantillons dont les résultats sont présentés dans notre article publié dans la revue *Earth and Planetary Science Letters* (cf. Delunel et al., 2010, chapitre III ; les échantillons provenant du Drac (Mb130) et de la Séveraisse (Mb146) m'ayant été donné par M. Bernet). Ces échantillons sont des alluvions actuelles (la fraction sableuse) et ont été systématiquement prélevés dans le lit mineur des cours d'eau, immédiatement à proximité du chenal actif le jour de l'échantillonnage. D'autres échantillons prélevés ultérieurement (campagnes 2007 et 2008) viennent compléter cette collection de sables de rivières. Pour chaque échantillon, environ 1.5 à 2 kg de sédiments ont été collectés, conditionnés dans des sacs en plastique labellisés du nom de l'échantillon, et la position géographique du site d'échantillonnage (longitude, latitude et altitude) a été relevée à l'aide d'un GPS (cf. Introduction, figure III et Annexe 1, tableaux 1, 2 et 3).

La campagne de terrain 2007 s'est principalement articulée autour de l'échantillonnage de roches sur différentes morphologies d'origines glaciaires et/ou périglaciaires (polis glaciaires, roches moutonnées, blocs erratiques, nunataks). Les résultats issus de cette campagne seront présentés dans le Chapitre II. Quatre sites ont été choisis pour leurs configurations qui permettaient d'y réaliser un échantillonnage sous la forme de profils verticaux (Saint Christophe en Oisans, la Tête de la Maye, la Tête de la Draye, le Gioberney ; cf. Chapitre II, Figure II.1), tandis que les autres échantillons ont été récoltés de façon plus ponctuelle dans

le but de rendre compte de l'âge d'exposition de surfaces caractéristiques de la géomorphologie glaciaire du massif (échantillons du Plateau d'Emparis, Pic de Valsenestre, Col de Laurichard, etc., cf. Chapitre II, Figure II.1). Pour l'ensemble de ces sites, les échantillons ont été prélevés à l'aide du célèbre couple "massette et burin" puis conditionnés dans des sacs à échantillons, labellisés au préalable. Afin de pouvoir corriger les taux de production en isotopes cosmogéniques du masque créé par la topographie environnante, l'orientation et le pendage de la surface échantillonnée ainsi que l'orientation et l'angle des principaux reliefs obstruant l'horizon ont été relevés à l'aide d'une boussole et d'un clinomètre pour traitements ultérieurs au laboratoire.

Afin de limiter au maximum les biais potentiels qui peuvent entacher les résultats obtenus grâce à la méthode des nucléides cosmogéniques produits in situ et de respecter les conditions inhérentes à cette méthode (cf. Introduction), les précautions suivantes ont été systématiquement prises lors de l'échantillonnage des morphologies d'origine glaciaires et/ou périglaciaires :

(1) Pour respecter l'hypothèse d'une érosion négligeable depuis le retrait du glacier, les polis glaciaires et roches moutonnées les plus "fraîches" ont été sélectionnées. Seules les roches moutonnées conservant une morphologie bien arrondie et ne présentant aucune évidence de desquamation superficielle postérieure au retrait glaciaire ont été échantillonnées. Bien souvent l'échantillon a été prélevé sur la portion la plus saine de l'affleurement, là où les fractures étaient absentes ou limitées et la surface peu altérée. De même, dans le cas de l'échantillonnage des nunataks supposés, celui-ci s'est fait sur les zones les plus hautes de la topographie, au niveau des crêtes. Là, les processus périglaciaires et gravitaires étant intenses, j'ai fait en sorte de sélectionner les zones les plus stables, celles dont la surface paraissait la plus « vieille », me permettant ainsi de rejeter l'hypothèse d'une chute récente d'un bloc. Lors de l'échantillonnage des morphologies glaciaires, aucun affleurement ne présentait de stries glaciaires (témoins du raclage de la roche en place par des matériaux transportés à la base d'un glacier), dont la présence sur une morphologie glaciaire est pourtant souvent évoquée comme permettant d'accepter l'hypothèse d'une érosion météoritique négligeable (Nishiizumi et al., 1989 ; Gosse et Philips, 2001). Certes les granites et gneiss que nous avons échantillonnés ne sont pas des lithologies où les mécanismes à l'origine des stries sont les plus efficaces, mais il nous apparaît probable que lorsque de telles formes de détails sont observées, il s'agit en fait de surfaces exhumées

récemment, enfouies au préalable sous une couverture pédologique ou une formation superficielle. Le seul exemple d'une telle surface striée, exceptions faites des marges proglaciaires des glaciers actuels, que j'ai pu observer dans le massif est celui d'une roche moutonnée affleurant dans le talus fraîchement décaissé de la route de la Bérarde en amont de Saint Christophe en Oisans. De telles présences de stries sur une surface glaciaire pourraient alors remettre en cause la condition suivante et impliquer une sous-estimation de l'âge d'exposition.

(2) Pour interpréter les concentrations en nucléides cosmogéniques des surfaces échantillonnées en tant qu'âge d'exposition, celles-ci ont été choisies afin de limiter au maximum leur enfouissement par une moraine présente lors du retrait glaciaire, un sol formé durant l'Holocène, de la neige ou d'un autre matériau venant atténuer le flux du rayonnement cosmique. J'ai toujours privilégié les formes les plus saillantes sur un affleurement, la partie la plus convexe d'une roche moutonnée, la portion la plus éloignée d'un peuplement végétal qui aurait pu favoriser la mise en place d'une litière ou d'un sol. De même je me suis efforcé de ne pas échantillonner les secteurs propices à l'accumulation et à la persistance de la neige, telles que les zones abritées du vent, les bas de versant, les abords des couloirs d'avalanche, etc.

La dernière campagne de terrain s'est déroulée durant l'été 2008 et s'est focalisée sur le bassin versant du Vallon des Etages situé dans le Vénéon (cf. Introduction, Figure IV). Les matériaux échantillonnés durant cette dernière mission sont pour la plupart détritiques et ont été collectés dans plusieurs secteurs du bassin versant. Chacun d'entre eux a été localisé à l'aide d'un GPS. Seul trois de ces échantillons du bassin versant des Etages ont été échantillonnés à l'aide de la massette et du burin sur des roches en place et leur masque topographique a été relevé. Tous ces échantillons seront présentés dans le dernier chapitre de ce manuscrit (cf. chapitre IV).

2. Préparation et tri mécanique des échantillons

L'extraction chimique du béryllium et de l'aluminium s'effectue sur des fractions granulométriques réduites. Les échantillons provenant de roches en place ainsi que ceux du bassin versant des Etages ont donc été broyés dans le broyeur à mâchoires du LGCA avant

d'être tamisés. Les alluvions de rivières échantillonnées dans les bassins versants du massif des Ecrins-Pelvoux ont été directement tamisées après avoir été séchées à l'étuve. Pour l'ensemble des échantillons, seule la fraction granulométrique 250-500 μm a été conservée pour la suite du protocole de préparation. Etant donné que l'extraction chimique du béryllium et de l'aluminium se fait sur des grains de quartz, l'utilisation du séparateur isodynamique Frantz disponible au CEREGE a permis d'éliminer la plupart des minéraux paramagnétiques. Les échantillons passent plusieurs fois sur le séparateur magnétique, dont on augmente régulièrement l'intensité jusqu'à 1 A, en ne conservant que les minéraux diamagnétiques. Bien que consommatrice en temps, cette méthode de séparation s'avère être particulièrement utile puisqu'elle permet de pré-purifier les échantillons et ainsi d'augmenter l'efficacité des séparations chimiques ultérieures. Cela permet en outre de consommer de moins grandes quantités d'acides.

3. Extraction chimique du béryllium et de l'aluminium

Pour extraire le béryllium et/ou l'aluminium, nous avons utilisé un protocole chimique adapté à partir des méthodes décrites par Brown et al. (1991) et Merchel et Herpers (1999). Celui-ci consiste à dissoudre d'abord l'ensemble des minéraux autres que le quartz, d'éliminer ensuite le ^{10}Be d'origine atmosphérique, de dissoudre complètement les grains de quartz restant avant de procéder à l'extraction chimique sur résines échangeuses d'ions. Les étapes principales sont présentées ci-dessous :

Une fois les échantillons triés mécaniquement, environ 150 g de matière est conditionnée dans une bouteille Nalgène préalablement labellisée et pesée. Les minéraux autres que le quartz sont ensuite éliminés par une succession de bains dans un mélange d'acide chlorhydrique (1/3 HCl 36%) et d'acide hexafluorosilicique (2/3 H_2SiF_6 35%), placé sous agitation continue pendant 24H. Après un certain nombre de cycles de dissolution, l'échantillon est rincé, séché à l'étuve et la qualité de sa pureté est contrôlée sous une loupe binoculaire. Les échantillons qui conservent une quantité importante de minéraux différents du quartz (la muscovite, certains feldspaths et quelques oxydes se sont souvent montrés les plus difficiles à dissoudre) suivent à nouveau une série de bains HCl- H_2SiF_6 .

Lorsque la pureté en quartz d'un échantillon est acceptée, il est alors soumis à une série de trois dissolutions séquentielles à l'acide fluorhydrique (HF 40%) dont l'objectif est d'éliminer le ^{10}Be d'origine atmosphérique potentiellement adsorbé à la surface des grains de quartz. L'étude présentée par Brown et al. (1991) montre en effet qu'une série de trois dissolutions séquentielles visant à dissoudre chaque fois ~10% de la masse de quartz restante permet d'éliminer le ^{10}Be d'origine atmosphérique.

Une fois cette dépollution effectuée, les échantillons sont rincés, séchés à l'étuve pendant 12H puis les bouteilles contenant les échantillons sont pesées. On conserve environ 20 g de quartz pur pour les étapes d'extractions futures, le surplus de la masse de quartz étant archivé. Un volume d'HF nécessaire à la dissolution du quartz est ajouté aux 300 μl d'une solution entraîneur de ^9Be (*Scharlau BE03450*), dont on a pesé la masse et dont la concentration est connue (10^{-3} g/g). Cet entraîneur permet de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ des échantillons et de rendre pondérable le béryllium pour la suite du protocole chimique ainsi que pour la mesure ultérieure par spectrométrie de masse par accélérateur (SMA). La mesure des rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ en SMA étant limitée à des seuils de détection de l'ordre de 10^{-16} - 10^{-15} , aucune solution d'entraîneur en ^{27}Al est ajoutée aux échantillons, la quantité en ^{27}Al naturellement présente dans les échantillons étant suffisante pour générer une quantité de matière pondérable. Lors de chaque série d'échantillons traitée au laboratoire, un blanc chimique a été réalisé. 300 μl d'entraîneur de Be et la même quantité d'un entraîneur en ^{27}Al (10^{-3} g/g) sont ajoutés à ~50 ml d'HF afin de quantifier les éventuelles pollutions en ^{10}Be et ^{26}Al subies pendant le protocole d'extraction. Les rapports de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ mesurés par SMA dans les blancs correspondants sont ensuite soustraits à ceux mesurés pour la série d'échantillons à laquelle ils se réfèrent. Lorsque les échantillons sont totalement dissous, après environ 24H, la solution est transférée dans un bécher en Téflon de 150 ml. Si des résidus demeurent non dissous dans les bouteilles, leur masse est pesée puis soustraite à la masse de quartz effectivement dissoute.

La solution est d'abord chauffée sur une plaque chauffante jusqu'à complète évaporation dans une hotte à lavage des gaz, puis un faible volume (~5 ml) d'HF est rajouté puis évaporé trois fois de suite afin de favoriser l'élimination du bore (B) par évaporation sous forme de fluorure de bore (BF_2). En effet, l'élimination de cet élément, particulièrement abondant dans l'environnement terrestre et isobare naturel du ^{10}Be , est recherchée tout au long du protocole d'extraction chimique puisqu'une trop grande concentration en bore dans les échantillons pourrait limiter la qualité des mesures par spectrométrie de masse par accélérateur (cf. §4).

L'HF étant un acide particulièrement agressif et toxique, il est nécessaire de le substituer par un autre acide afin de poursuivre le protocole d'extraction sur colonnes. Ainsi, une fois la solution complètement évaporée, environ 5 ml d'acide perchlorique (HClO_4) sont ajoutés afin d'éliminer toutes traces d'HF, l' HClO_4 s'évaporant à une température supérieure à l'HF. Lorsque la solution est évaporée, l'échantillon est alors repris dans ~4-5 ml d'HCl concentré ($10,2 \text{ mol.l}^{-1}$) puis transférée dans un tube à essai. Lorsque la mesure en ^{26}Al est également prévue, un aliquot est prélevé (~500 μl), pesé et conservé pour en estimer la concentration de l'échantillon en aluminium total par spectrométrie d'émission au plasma (ICP-OES). L'étape d'extraction chimique sensu stricto est alors prête à être mise en œuvre.

Différents protocoles d'extraction chimique des éléments béryllium et aluminium sont utilisés par la communauté scientifique. Historiquement, une méthode d'extraction utilisant des solvants organiques était utilisée au CEREGE et au LGCA. Pourtant cette méthode, bien qu'efficace, présente l'inconvénient d'utiliser des solvants organiques tels que l'acétylacétone et surtout le tétrachlorure de carbone, particulièrement nocif pour l'environnement et la santé humaine. De plus, bien qu'assez simple d'utilisation pour l'extraction du béryllium, cette méthode devient beaucoup plus complexe lorsqu'il s'agit d'extraire à la fois le béryllium et l'aluminium sur un même échantillon. Enfin, il apparaît que les échantillons préparés grâce à la méthode des résines échangeuses d'ions permettent d'obtenir des mesures de meilleures qualités sur ASTER (stabilité et intensité des courants mesurés sur les cuillères de Faraday, cf. §4) que ceux préparés en utilisant la méthode "historique". Ainsi, pour des raisons de sécurité, pour extraire d'un même échantillon à la fois béryllium et aluminium et afin d'obtenir des mesures sur SMA d'une qualité optimale, il m'est apparu impératif de développer le laboratoire d'extraction des nucléides cosmogéniques du LGCA en vue de mettre en place la méthode d'extraction à partir des résines échangeuses d'ions. Ce développement du laboratoire a nécessité l'achat de colonnes de chromatographie, des résines adéquates, ainsi que du matériel requis par cette méthode. La méthode d'extraction des nucléides cosmogéniques à partir de l'utilisation des résines échangeuses d'ions est présentée ci-dessous.

L'extraction du béryllium puis de l'aluminium, si la mesure de ce dernier est envisagée, s'opère par une succession de précipitations en milieu alcalin et par une séparation des éléments en utilisant des résines échangeuses d'ions. Cette méthode d'extraction utilise le principe des affinités ioniques. Les échangeurs d'ions présents dans les résines sont des

macromolécules insolubles portant des groupements ionisables ayant la propriété d'échanger de façon réversible certains de leurs ions au contact d'autres ions provenant d'une solution. Les résines absorbent ou désorbent les ions grâce à leurs groupements fonctionnels, suivant la manière dont elles sont activées. La résine DOWEX 1x8 (100-200 mesh) a été utilisée pour séparer le Be et l'Al des cations tels que le fer (Fe^{2+}) ou le manganèse (Mn^{2+}). La résine DOWEX 50Wx8 (100-200 mesh) a été utilisée ensuite pour extraire le bore (B^{3+}) puis pour séparer le béryllium (Be^{2+}) de l'aluminium (Al^{2+}) (Figure I.1).

L'élimination du bore est à nouveau recherchée lors des étapes successives de précipitations en milieu alcalin. En effet, la co-précipitation du béryllium ou de l'aluminium avec les ions chlorures s'effectue sous forme d'hydroxydes à un pH voisin de 8-9, alors que la précipitation du bore intervient à des pH plus basique. La précipitation des hydroxydes de béryllium et d'aluminium s'effectue donc en ajoutant goutte à goutte à la solution contenant l'échantillon une solution d'ammoniaque (NH_4OH) jusqu'à l'apparition d'un précipité à pH 8-9. Trois étapes de co-précipitations sont ainsi effectuées, avant le passage sur la résine cationique, avant le passage sur la résine anionique puis à la fin du protocole d'extraction afin d'éliminer le maximum de bore présent en solution.

Finalement, les solutions contenant le béryllium et celles contenant l'aluminium sont précipitées par ajout de NH_4OH , les précipités sont transférés dans des creusets en quartz pour être oxydés dans un four à moufle à une température de 900°C pendant environ deux heures. Les oxydes de béryllium (BeO) et d'aluminium (Al_2O_3) peuvent alors être cathodés afin d'être mesurés par spectrométrie de masse par accélérateur sur l'instrument national (ASTER). Le cathodage consiste à mélanger de façon homogène les oxydes avec un métal conducteur en poudre (niobium (Nb) pour le Be, et argent (Ag) pour Al) avant de remplir une cathode en cuivre avec ce mélange.

Cette méthode d'extraction est maintenant utilisée dans la plupart des laboratoires d'extraction des nucléides cosmogéniques à l'échelle internationale ainsi qu'au CEREGE. Cependant, nous avons effectué une série de tests afin de valider cette méthode au LGCA. La figure suivante montre les résultats que nous avons obtenus sur les tests d'extraction du béryllium et de l'aluminium que nous avons réalisés au laboratoire d'extraction des nucléides cosmogéniques du LGCA.

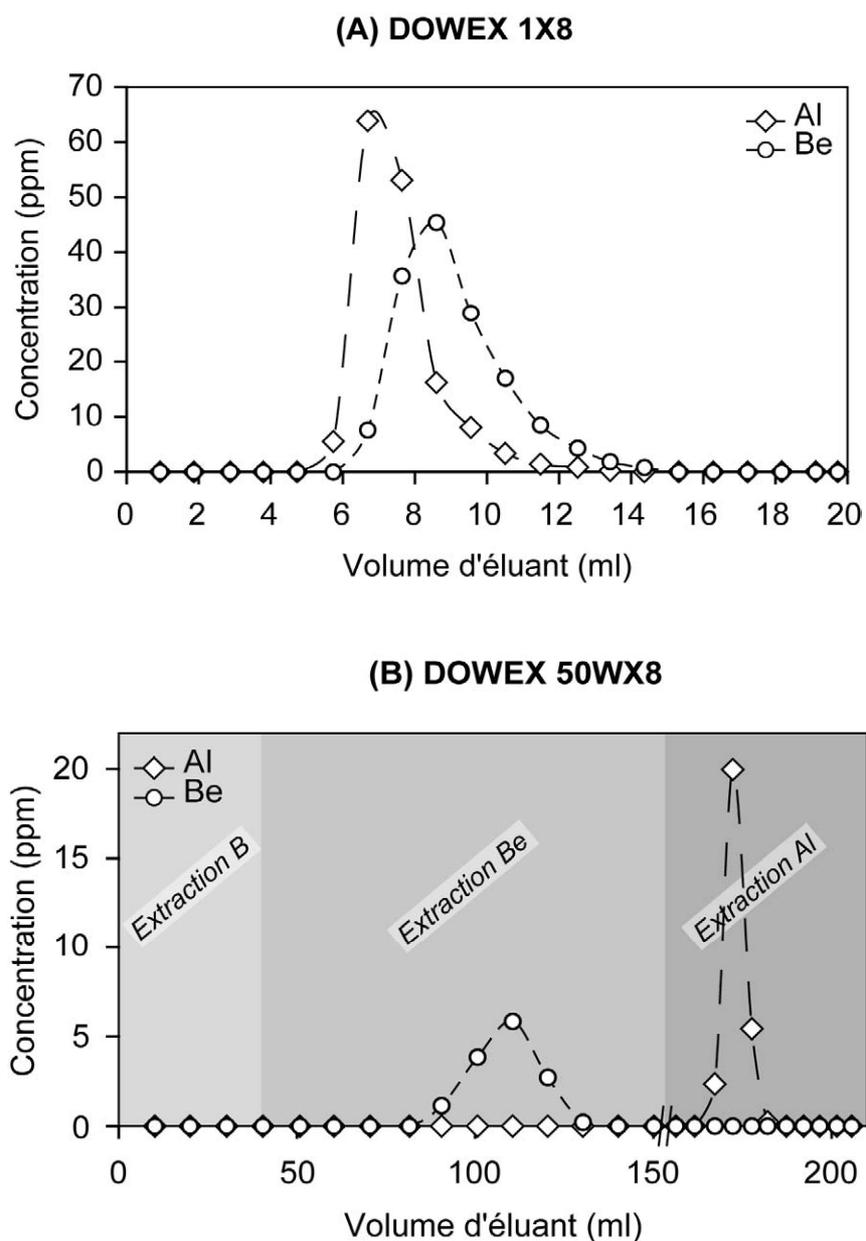


Figure I.1. Courbes d'élutions réalisées pour la résine (A) DOWEX 1x8 et (B) DOWEX 50Wx8. L'élution des éléments sur (A) est réalisée avec HCl (10.2 N). Le bore et le béryllium sont élués sur (B) en utilisant une solution d'HCl (1 N) et HCl (4.5 N) pour l'aluminium. Les solutions ont été prélevées régulièrement à la sortie des colonnes et mesurées par ICP-OES.

Cette figure montre que les éléments que nous cherchions à extraire sont totalement évacués des colonnes lorsque la quantité d'acide prévue est éluee, conformément au protocole que nous avons utilisé. Nous avons donc validé cette méthode pour l'extraction du Be et de l'Al.

4. Mesure des concentrations

4.1. Mesure de la concentration en aluminium par spectrométrie optique d'émission au plasma

4.1.1. Principes du fonctionnement de l'ICP-OES

Comme il a été mentionné dans le paragraphe précédent, les échantillons n'ont pas été enrichis avec une solution d'entraîneur en aluminium. Ainsi, pour déterminer leurs concentrations en ^{26}Al à partir de la mesure des rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, il est nécessaire de mesurer leurs concentrations en ^{27}Al par une méthode spécifique. Les premiers échantillons réalisés au cours de cette thèse ont été mesurés au CEREGE par spectrométrie d'émission au plasma ICP-OES (pour Inductively Coupled Plasma/Optical Emission Spectrometry), sur un instrument fabriqué par Horiba Scientific[®] (modèle Ultima C). Nous avons ensuite mesuré une seconde série d'échantillons en ICP-OES au LGCA sur un instrument de la marque PerkinElmer[®] (modèle 3000 DV). La technique ICP/OES permet, par l'intermédiaire d'un plasma d'argon, de chauffer à très haute température ($\sim 8000^\circ\text{K}$) une solution préalablement nébulisée afin d'exciter les atomes ou les ions présents dans cette solution (leurs électrons changent de niveaux d'énergie). Après une courte période de temps ($\sim 10^{-6}$ - 10^{-9} sec.), les atomes retournent à leur état initial en émettant une radiation sous forme de lumière à des longueurs d'onde situées à la limite visible/ultra-violet ($\sim 10^2$ nm). Chacun des éléments chimiques émettant une gamme de longueurs d'onde caractéristiques, l'intensité de ces radiations est proportionnelle à la concentration de l'élément dans la solution initiale (l'intensité d'émission mesurée est d'autant plus forte que la concentration de l'élément considéré est forte). L'aluminium est caractérisé par les longueurs d'onde d'émission 237,12 ; 308,215 et 396,152 nm. La mesure de la concentration en ^{27}Al d'une solution est déterminée en comparant l'intensité de l'émission mesurée pour cet échantillon à une droite d'étalonnage établie à partir de la mesure de différentes solutions de concentrations connues (figure I.2). Il est important de noter que cette technique ne permet pas de distinguer les deux isotopes de l'aluminium (^{26}Al et ^{27}Al), elle permet seulement de mesurer la concentration "totale" en aluminium d'un échantillon. Cependant, la concentration en ^{26}Al étant négligeable par rapport à celle de ^{27}Al ($^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al} \approx 10^{-13}$), les valeurs mesurées par ces techniques sont considérées comme uniquement représentatives de la concentration en ^{27}Al .

4.1.2. Préparation des échantillons et déroulement de la mesure

La mesure des concentrations en ^{27}Al s'effectue à partir des aliquots prélevés au début du protocole d'extraction chimique. Ceux-ci sont alors en présence d' HCl , or, la solution standard utilisée pour calibrer la droite d'étalonnage se présente dans une matrice d' HNO_3 . Ainsi, pour éviter tout problème d'interférence entre des matrices différentes au moment de la mesure par ICP-OES, les aliquots sont dans un premier temps évaporés puis repris à chaud dans un faible volume d'une solution d'acide nitrique concentré (HNO_3 65%), puis complétés avec de l'eau distillé pour obtenir des solutions diluées à 2% d' HNO_3 . Les échantillons sont alors prêts pour être mesurés par ICP-OES.

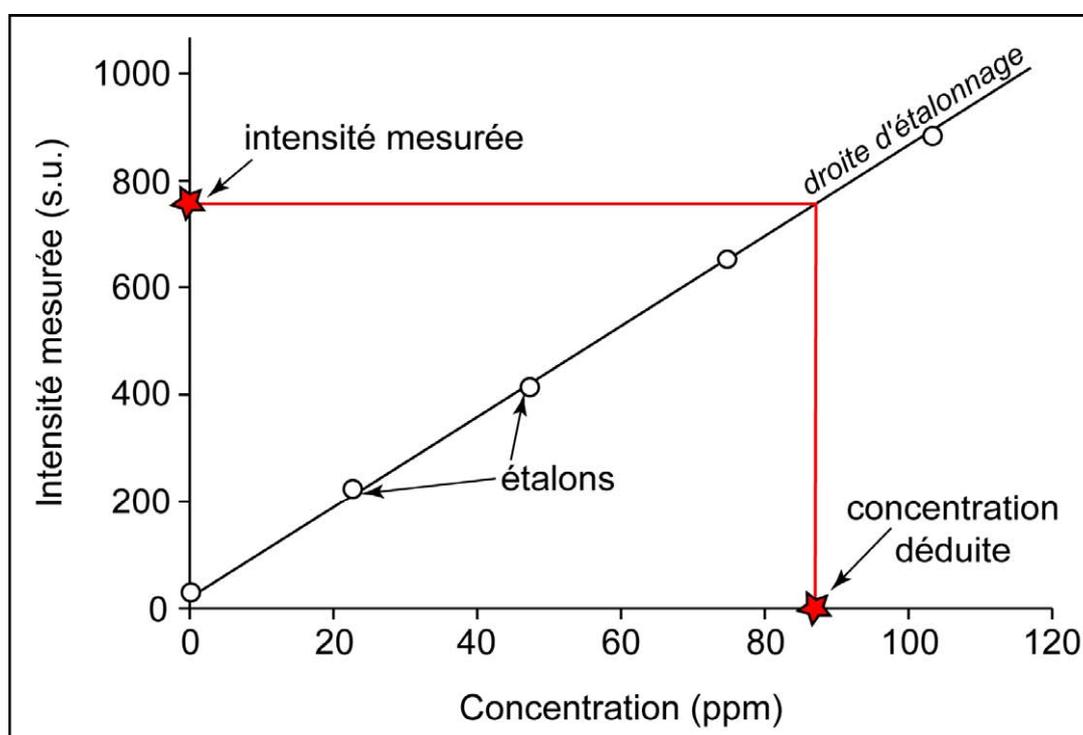


Figure I.2. Schéma illustrant le principe de la mesure par ICP-OES. Les intensités mesurées pour les échantillons sont comparées à la droite d'étalonnage afin de déterminer leurs concentrations.

Les solutions étalons, puis les échantillons sont positionnés sur le passeur automatique. Les concentrations des étalons (calculées par pesée/dilution d'une solution standard Merck : $\text{Al } 999 \pm 2 \text{ mg/l}$) sont alors enregistrées sur l'interface informatique de l'ICP-OES. Les intensités d'émission sont ensuite mesurées pour les étalons afin de construire la droite d'étalonnage (figure 1.2). Chaque solution est mesurée trois fois de suite (répliquats) et l'intensité moyenne pour les trois longueurs d'onde est enregistrée. Une séquence de mesure se déroule de la manière suivante : la solution est pompée pendant 80 s ; elle est ensuite

mesurée pendant trois cycles de 15 s ; un cycle de nettoyage est ensuite réalisé avec une solution d' HNO_3 2% pendant 100 s. Les échantillons sont enfin mesurés de la même façon (trois répliquats) que les étalons et leurs concentrations sont automatiquement calculées à partir de la droite d'étalonnage. Une concentration est calculée pour chaque longueur d'onde caractéristique. A la fin de la séquence de mesure, les étalons sont de nouveau mesurés "à l'aveugle". Les concentrations retenues pour les échantillons sont celles calculées à partir de la longueur d'onde pour laquelle les différences entre les concentrations initiales (celles à partir desquelles a été construite la droite d'étalonnage) et les concentrations mesurées à l'aveugle sont les plus faibles. Les concentrations déterminées à partir des intensités mesurées à la longueur d'onde 396,152 nm se sont révélées être les plus stables lors des mesures au LGCA ; ce sont donc ces concentrations que nous avons considérées dans la suite de ce manuscrit. L'incertitude relative sur la mesure provient à la fois de la dispersion des trois mesures d'intensité autour de leur moyenne et de la qualité de la droite d'étalonnage. Celle-ci est généralement $<1\%$ sur les mesures que nous avons réalisées au LGCA.

Connaissant les facteurs de dilution entre l'aliquot initial et la solution mesurée, et la proportion massique de l'aliquot par rapport à sa solution mère (la solution initiale dans laquelle a été prélevé l'aliquot), les concentrations en ^{27}Al des solutions mesurées par ICP-OES sont ensuite converties en termes de nombres d'atomes de ^{27}Al . Il est alors possible, une fois les mesures des rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ effectuées par spectrométrie de masse par accélérateur, de déterminer la concentration en ^{26}Al des échantillons.

4.2. Mesure des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al par spectrométrie de masse par accélérateur

4.2.1 Principes de l'utilisation de la SMA

Le but de l'utilisation de la spectrométrie de masse par accélérateur (SMA) est de compter un nombre d'atomes d'un élément, caractérisé par une masse et un numéro atomique. En effet, des particules de masses et de charges distinctes réagissent différemment lorsqu'elles sont soumises à un champ électromagnétique et perdent leur énergie lorsqu'elles traversent une faible épaisseur de matière, proportionnellement au carré de leur numéro atomique effectif. La mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et/ou $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$ permet alors de déduire la concentration en ^{10}Be et/ou ^{26}Al des échantillons. L'ensemble de la présentation qui suit utilisera uniquement l'exemple de la mesure du béryllium, celle de l'aluminium se déroulant de la même façon. La spectrométrie de masse, utilisée seule, permet de distinguer les isotopes selon leur masse atomique. En effet, des particules accélérées entrant dans un champ magnétique sont plus ou

moins déviées en fonction de leur masse atomique. Cette méthode permet de séparer deux isobares si leur différence de masse est suffisante ($\Delta M/M > 4 \cdot 10^{-5}$; Bourlès, 1988) et leur abondance relative inférieure à environ 10^6 . L'isobare ^{10}B de l'isotope cosmogénique ^{10}Be étant naturellement au moins 10^8 fois plus abondant que ce dernier, cette technique ne peut être appliquée que si une étape d'accélération permettant de caractériser le numéro atomique d'un élément lui est adjointe. L'ajout d'un accélérateur permet ainsi de fournir aux ions Be à analyser une énergie suffisante pour utiliser les propriétés de la loi de Bethe Bloch (Bethe, 1930). Cette loi dont la formulation est : $dE/dx = k \cdot Z^2/v^2$, montre que des particules accélérées à une vitesse (v), traversant une épaisseur de matière (dx), perdent plus ou moins d'énergie (dE) proportionnellement (k) au carré de leur numéro atomique (Z^2). Ainsi dans notre cas, en traversant une feuille mince de nitrure de silicium (Si_3N_4) d'épaisseur et de densité connue (Figure I.3), les atomes de Bore ($Z = 5$) perdent plus d'énergie que ceux de Béryllium ($Z = 4$). La mesure de la perte d'énergie des particules permet donc de caractériser ce numéro atomique.

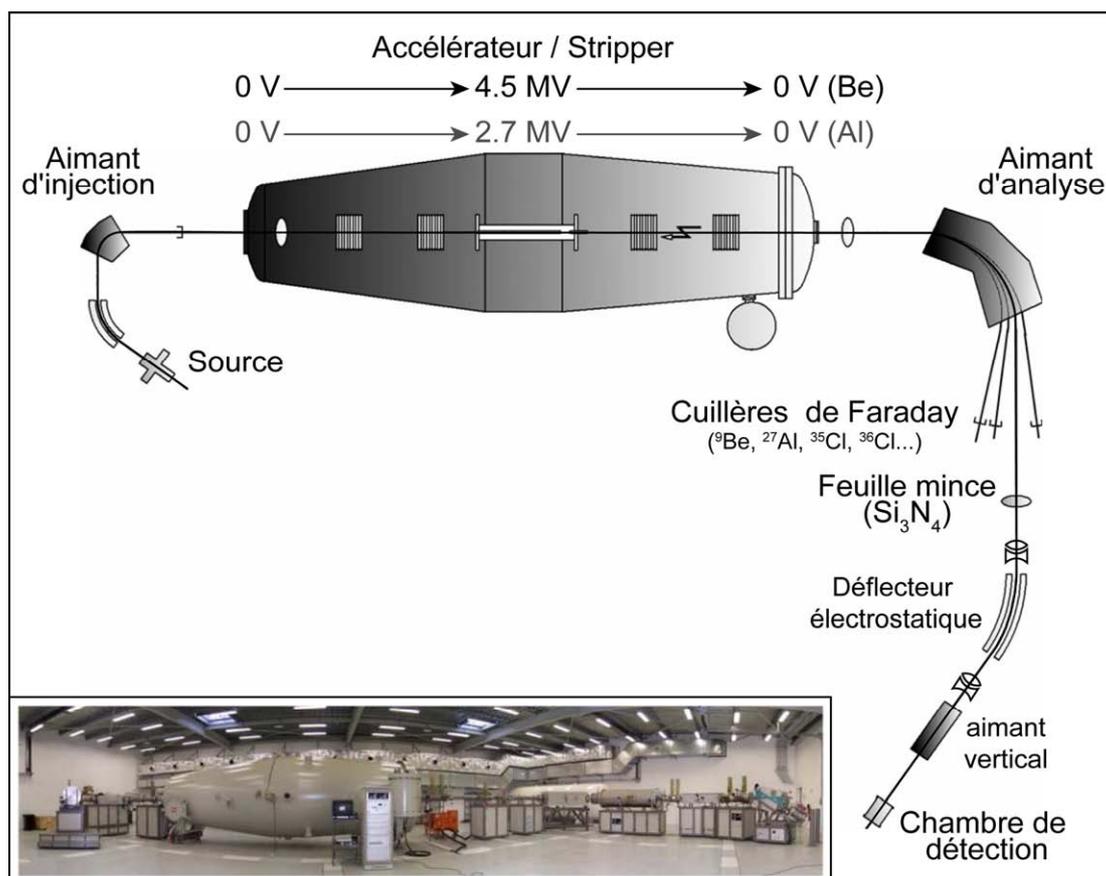


Figure I.3. Schéma du spectromètre de masse par accélérateur ASTER, situé au CEREGE (modifié d'après Klein et al., 2008).

4.2.2. Présentation d'ASTER (Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques)

Les mesures ont été réalisées au Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (LN2C) localisé au CEREGE d'Aix en Provence et mis en service en 2007. Cet instrument, construit par la société hollandaise HVE (Klein et al., 2008), est schématisé sur la Figure I.3 et comprend les éléments principaux suivants :

La ligne d'injection comprend à la fois la source et l'aimant d'injection. La source est une chambre contenant du césium sous forme de vapeur qui, par bombardement d'ions césium à partir d'une différence de 7 kV entre un ioniseur et la cathode contenant l'échantillon, permet d'obtenir des molécules ionisées d'oxyde de béryllium (BeO^-) qui sont ensuite extraites de la source grâce à une différence de potentiel de 22 kV entre l'échantillon et l'extracteur. Le choix d'extraire préférentiellement l'espèce moléculaire BeO^- de la source plutôt que l'ion Be^- est motivé par le fait que le rendement d'ionisation moléculaire est environ 200 fois supérieur au rendement d'ionisation atomique pour le béryllium. Le faisceau alors créé est focalisé et transporté vers l'aimant d'injection comportant une chambre isolée. Cet aimant à 90° situé avant l'accélérateur injecte alternativement les molécules $^9\text{BeO}^-$ pour la mesure du ^9Be et les molécules de $^{10}\text{BeO}^-$ pour la mesure du ^{10}Be . La sélection de la masse 25 ($^9\text{BeO}^-$) ou de la masse 26 ($^{10}\text{BeO}^-$) est réalisée à champ magnétique constant par l'application sur la chambre isolée de la différence de potentiel permettant de communiquer localement aux molécules présentes, l'énergie nécessaire à leur déviation selon le rayon de courbure de l'aimant. Après ce premier aimant, le faisceau de BeO^- est injecté dans l'accélérateur.

L'accélérateur Tandétron représente la partie centrale du spectromètre. Les ions y sont accélérés une première fois de 0 V, à l'entrée de l'accélérateur, à 4.5 MV, au centre de l'accélérateur, où se trouve un canal d'épluchage ("stripper"). La mesure des isotopes de l'aluminium se déroule, elle, à une tension nominale d'environ 2.7 MV (Klein et al., 2008) Le "stripper" se présente sous la forme d'un canal où circule de l'argon, ce qui permet de casser les molécules de BeO^- en favorisant pour les conditions opératoires choisies la production de cations Be^{2+} . Ces ions sont ensuite accélérés une seconde fois depuis 4.5 MV jusqu'à la masse à la sortie de l'accélérateur.

La ligne d'analyse est située dès la sortie de l'accélérateur ; c'est ici que vont être comptés les atomes de masses différentes. Le faisceau d'ions positifs est alors dirigé vers l'aimant d'analyse réglé de telle façon que son rayon de courbure corresponde au rayon de déviation d'un ion $^{10}\text{Be}^{2+}$ ayant l'énergie imposée par la tension accélératrice. Les ions $^9\text{Be}^{2+}$, plus fortement déviés, sont eux interceptés par une cuillère de Faraday permettant de mesurer le courant produit par les ions $^9\text{Be}^{2+}$. A la sortie de cet aimant, les ions de masse 10 restants traversent une feuille de nitrure de silicium (Si_3N_4) d'environ $1\ \mu\text{m}$ d'épaisseur. L'utilisation de cette feuille mince, conjuguée à celle d'un déflecteur électrostatique favorise la sélection des cations de béryllium de charge 4+ et permet de réduire les cations de bore d'un facteur $\sim 10^5$. Les cations B^{3+} préférentiellement formés lors du passage de la feuille mince se retrouvent moins énergétiques que les cations Be^{4+} , donc moins déviés par le champ électrique présent dans le déflecteur et ainsi éliminés du faisceau. Celui-ci, ainsi épuré transite jusqu'au détecteur final qui est composé de quatre chambres baignées dans un mélange gazeux dont la pression est réglée de telle sorte que seuls les ions béryllium puissent traverser chacune de ces quatre chambres. Ainsi, seul l'enregistrement simultané d'un signal électrique provenant des quatre électrodes est analysé et comptabilisé comme un atome de ^{10}Be (un « événement ») après analyse de la perte d'énergie dans la matière.

Lors du passage des échantillons sur ASTER, la mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ se déroule de la manière suivante : (1) mesure alternative, pendant un certain temps (trois passages de 20 min), du nombre de coups en ^{10}Be dans le détecteur et du courant en ^9Be mesuré sur la cuillère de Faraday (ce dernier étant proportionnel au nombre d'atomes de ^9Be); (2) correction du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ obtenu, à partir des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés plusieurs fois par cycle de mesure (trois passages de 200 s) sur un standard dont le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ est connu. Ce calibrage est effectué par rapport à l'étalon certifié NIST SRM 4325 du National Institute of Standards and Technology dont les valeurs ont été récemment corrigées par Nishiizumi et al. (2007): un rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de $2.79 \pm 0.3 \cdot 10^{-11}$ et une période de demi-vie du ^{10}Be ($T_{1/2}^{10}\text{Be}$) de $1.36 \pm 0.07 \cdot 10^6$ ans, impliquant une décroissance radioactive pour ce nucléide cosmogéniques ($\lambda^{10}\text{Be}$) de $5.10 \pm 0.26 \cdot 10^{-7} \text{ an}^{-1}$. Pour la mesure des rapports $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, les échantillons sont calibrés à un étalon "maison" dont le rapport est $7.40 \pm 0.06 \cdot 10^{-12}$. Les valeurs utilisées pour ce standard sont : une demi-vie ($T_{1/2}^{26}\text{Al}$) de $7.05 \pm 0.24 \cdot 10^5$ ans (Norris et al., 1983) donc une décroissance radioactive ($\lambda^{26}\text{Al}$) de $9.83 \pm 0.33 \cdot 10^{-7} \text{ an}^{-1}$.

4.2.3. Calcul de l'incertitude sur la mesure du rapport isotopique

L'incertitude relative sur les rapports isotopiques (notée σ_{ech}) est calculée en utilisant le concept de propagation des erreurs et tient compte du nombre de coups comptabilisés dans le détecteur final (n) ainsi que de l'erreur analytique relative issue de la détermination du rapport du standard effectué un grand nombre de fois ($\sigma_{std} < 1\%$). L'incertitude relative sur le rapport isotopique d'un échantillon est généralement calculée selon la formule suivante :

$$\sigma_{ech} = \sqrt{\left(\frac{\sqrt{n}}{n}\right)^2 + (\sigma_{std})^2}$$

4.2.4 Calculs des concentrations en ^{10}Be et/ou ^{26}Al à partir de la mesure des rapports isotopiques

La mesure des rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et/ou $^{26}\text{Al}/^{27}\text{Al}$, notés $10/9_{ech}$ et $26/27_{ech}$ dans les équations suivantes, peut ensuite être utilisée pour déterminer les concentrations des échantillons en chacun des isotopes cosmogéniques produit in situ, $[^{10}\text{Be}]$ et $[^{26}\text{Al}]$ correspondant au nombre d'atomes ($n^{10}\text{Be}$ et $n^{26}\text{Al}$) des isotopes cosmogénique par gramme de quartz (m_{Qtz}) dissous. Les atomes $n^{10}\text{Be}$ et $n^{26}\text{Al}$ proviennent à la fois du matériel initial (celui que l'on veut analyser) ainsi que des éventuelles pollutions subies lors des phases d'extractions chimiques ; la mesure des rapports isotopiques des blancs ($10/9_{blc}$ et $26/27_{blc}$) permettant de quantifier ces dernières. La concentration des échantillons en isotopes cosmogéniques, ici en prenant l'exemple du ^{10}Be , peut donc être calculée en utilisant l'équation suivante selon laquelle :

$$[^{10}\text{Be}] = \frac{(10/9_{ech} - 10/9_{blc}) \times n^9\text{Be}}{m_{Qtz}}$$

où $n^9\text{Be}$ correspond au nombre d'atomes de ^9Be ajouté par la solution d'entraîneur. Connaissant la concentration de cette solution (C_{ent}) et la masse (m_{ent}) que l'on en a ajouté, ainsi que la masse molaire du béryllium ($M^9\text{Be}$), le nombre d'atomes équivaut alors à :

$$n^9\text{Be} = \frac{C_{ent} \times m_{ent} \times N}{M^9\text{Be}}$$

où N est la constante d'Avogadro ($6,022 \times 10^{23}$)

5. Détermination des taux d'érosion et des âges d'exposition

L'ensemble des résultats obtenus et présentés dans ce manuscrit ont été calculés à partir de l'équation suivante :

$$C_{(x,\varepsilon,t)} = C_i \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_{spal.}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda \right)} \right] \quad (\text{Eq. 1})$$

où l'évolution de la concentration (C) en isotopes cosmogéniques produits in situ (^{10}Be et ^{26}Al dans notre cas) d'une roche en fonction de la profondeur (x) dépend du temps depuis lequel la surface est exposée aux rayonnements cosmiques (t) et de la vitesse à laquelle elle est érodée (ε). La concentration dépend également de l'importance du nombre d'atomes hérités d'une éventuelle exposition antérieure (C_i), de la constante de désintégration radioactive du nucléide considéré (λ) et fait intervenir les constantes physiques des longueurs d'atténuations caractéristiques des particules qui interviennent dans la production de ces isotopes cosmogéniques : les neutrons, muons lents et muons rapides, respectivement Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ et $\Lambda_{\mu f}$. Enfin, la concentration dépend fortement du taux de production in situ du nucléide cosmogénique, c'est-à-dire du nombre d'atomes produits chaque année à la surface d'une roche lorsque celle-ci n'est pas érodée. La production totale des isotopes cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al intègre les contributions des neutrons ($P_{spal.}$), des muons lents ($P_{\mu s}$) et des muons rapides ($P_{\mu f}$). Les résultats présentés dans ce manuscrit ont été acquis en considérant les longueurs d'atténuation obtenues par Braucher et al. (2003) à partir d'échantillons prélevés à grandes profondeurs (150, 1500 et 5300 g cm⁻² pour Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ et $\Lambda_{\mu f}$ respectivement). Les contributions relatives des muons lents (1.5 %) et muons rapides (0.65 %) à la production totale ont été prises en compte à partir de cette même étude (Braucher et al., 2003). La détermination des taux de production en ^{10}Be et ^{26}Al produits in situ pour chacun des sites d'échantillonnage est une étape prépondérante dans l'acquisition d'âges d'exposition ou de taux de dénudation fiables. Les paramètres pris en compte dans le calcul des taux de production sont décrits dans le paragraphe suivant.

5.1. Calcul de la production locale en surface

Pour chaque site d'échantillonnage, un taux de production local, en surface, est déterminé pour les isotopes cosmogéniques ^{10}Be et/ou ^{26}Al . Celui-ci varie principalement en fonction de l'altitude et de la latitude du site échantillonné du fait des paramètres qui influencent l'intensité du rayonnement cosmique à une échelle globale (la direction et l'intensité du champ magnétique terrestre et l'épaisseur d'atmosphère traversée). Le taux de production local (atomes par gramme de quartz produits par an) est calculé en multipliant un taux de production standard (P_{SLHL}), déterminé au niveau de la mer pour les hautes latitudes ($>60^\circ$), à un facteur de correction (le facteur d'échelle) qui prend en compte les variations spatiales des taux de production. Ce taux de production doit être ensuite corrigé de façon à prendre en compte la spécificité du site d'échantillonnage (la géométrie de l'exposition, l'épaisseur de l'échantillon, l'épaisseur et la durée d'un éventuel manteau neigeux).

5.1.1. Les facteurs d'échelle

Les facteurs d'échelle que nous avons utilisés se basent sur des polynômes de correction déterminés empiriquement (Lal et Peters, 1967 ; Lal, 1991) et modifiés par Stone (2000), (Tableau I.A). Ils permettent de prendre en compte les variations spatiales de l'intensité et de la direction du champ magnétique terrestre ainsi que celles de la pression atmosphérique. Cependant, les facteurs d'échelle que nous avons utilisés ne prennent pas en compte la dimension temporelle des variations du champ magnétique terrestre.

Un facteur d'échelle est caractéristique d'une position géographique, définie par sa latitude et son altitude, cette dernière étant exprimée en termes de pression atmosphérique moyenne. La pression atmosphérique moyenne (P_z), calculée à partir de l'altitude du site d'échantillonnage (z) et de la pression standard au niveau de la mer ($P_s = 1013.25$ hPa) s'exprime pour des latitudes moyennes selon la formule :

$$P(z) = P_s \exp\left\{-\frac{gM}{R\xi} [\ln T_s - \ln(T_s - \xi z)]\right\}$$

où g est l'accélération gravitationnelle, M la masse molaire de l'air, R la constante universelle des gaz parfaits, T_s la température standard au niveau de la mer (288.15 K) et ξ le gradient adiabatique ($\xi = dT/dz = 0.0065$ K m $^{-1}$). L'altitude ainsi convertie en pression atmosphérique

est ensuite injectée dans les équations polynomiales à partir desquelles sont calculé le facteur d'échelle local. Celui-ci intègre la contribution neutronique ($S_\lambda P$) et la contribution muonique ($M_\lambda P$), en utilisant les polynômes déterminés par tranche de 10° de latitude (Tableau I.A).

Latitude λ	a	b	c	d	e	$M_{\lambda,1013.25}$
0	31.8518	250.3193	-0.083393	$7.4260 \cdot 10^{-5}$	$-2.2397 \cdot 10^{-8}$	0.587
10	34.3699	258.4759	-0.089807	$7.9457 \cdot 10^{-5}$	$-2.3697 \cdot 10^{-8}$	0.600
20	40.3153	308.9894	-0.106248	$9.4508 \cdot 10^{-5}$	$-2.8234 \cdot 10^{-8}$	0.678
30	42.0983	512.6857	-0.120551	$1.1752 \cdot 10^{-4}$	$-3.8809 \cdot 10^{-8}$	0.833
40	56.7733	649.1343	-0.160859	$1.5463 \cdot 10^{-4}$	$-5.0330 \cdot 10^{-8}$	0.933
50	69.0720	832.4566	-0.199252	$1.9391 \cdot 10^{-4}$	$-6.3653 \cdot 10^{-8}$	1.000
>60	71.8733	863.1927	-0.207069	$2.0127 \cdot 10^{-4}$	$-6.6043 \cdot 10^{-8}$	1.000

Tableau I.A. Polynômes utilisés pour déterminer les "scaling factors". a , b , c , d et e sont utilisés pour définir la contribution neutronique, M permet de déterminer la contribution muonique (modifié d'après Stone, 2000).

La contribution neutronique ($S_\lambda P$) est calculée grâce à la formule suivante selon laquelle :

$$S_\lambda(P) = a + b \exp^{-[P/150]} + cP + dP^2 + eP^3$$

Alors que la contribution muonique est définie telle que :

$$M_\lambda(P) = M_{\lambda,1013.25} \exp^{[(1013.25-P)/242]}$$

On calcule alors le facteur d'échelle total ($F_\lambda P$) en sommant les facteurs d'échelle $S_\lambda(P)$ et $M_\lambda(P)$ pondérés par les contributions relatives des neutrons (f_{sp}) et des muons ($1-f_{sp}$) à la production totale. Le facteur d'échelle caractéristique d'un site d'échantillonnage est ainsi défini selon :

$$F_\lambda(P) = f_{sp} S_\lambda(P) + (1 - f_{sp}) M_\lambda(P)$$

Pour calculer ces facteurs d'échelle, nous avons utilisé les contributions relatives déterminées par Braucher et al. (2003) où $f_{sp} = 0.9785$. Le taux de production local est enfin calculé comme le produit du facteur d'échelle ($F_\lambda(P)$) par le taux de production standard (P_{SLHL}) du nucléide cosmogénique considéré. Pour le ^{10}Be , nous avons utilisé un taux de production standard par spallation ($P_{spal, SLHL}^{10}\text{Be}$) de 4.49 ± 0.39 atomes $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$ d'après les corrections récentes effectuées sur la demi-vie du ^{10}Be par Nishiizumi et al. (2007). Ce taux de

production dû aux neutrons implique une production total ($P_{SLHL}^{10}\text{Be}$) de 4.59 ± 0.40 atomes $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$. La même étude (Nishiizumi et al., 2007) implique également un taux de production standard pour l'isotope cosmogénique ^{26}Al ($P_{SLHL}^{26}\text{Al}$) de 30.97 ± 2.69 atomes $\text{g}^{-1} \text{an}^{-1}$. Le rapport entre les taux de production des isotopes cosmogéniques ^{26}Al et ^{10}Be ($P_{SLHL}^{26}\text{Al}/P_{SLHL}^{10}\text{Be}$) est donc de 6.75.

5.1.2. La correction des paramètres locaux influençant la production

Les taux de production locaux déterminés en surface sont ensuite corrigés des paramètres intrinsèques du site échantillonné et de la spécificité de l'échantillon.

L'écrantage topographique ("Shielding factor")

Le taux de production est initialement calculé pour un échantillon prélevé sur une surface plane, recevant la totalité du rayonnement cosmique. Le bombardement par le rayonnement cosmique étant isotrope, ce taux de production in situ d'un nucléide cosmogénique à l'échelle d'un site d'étude est très fortement dépendant de la géométrie du relief avoisinant qui masque une partie du rayonnement incident. Le taux de production est maximal lorsque l'échantillon est situé sur une surface où le ciel est visible sur 4π stéradian. Par contre, si une partie du ciel est occultée par le relief, la production est corrigée par un facteur d'écrantage (S_f) qui correspond à la part de rayonnement cosmique restant ($0 < S_f < 1$, Figure I.4).

Ce facteur d'écrantage a été déterminé pour chaque site en utilisant l'équation proposée par Dunne et al. (1999) et intégrée au serveur de calcul Cronus Calculator (<http://hess.ess.washington.edu/>) développé par G. Balco (2008). La détermination de ces facteurs d'écrantage peut être menée sur des échelles plus vastes, celles de bassins versants par exemple, en passant par l'utilisation conjointe de codes numériques et d'un modèle numérique de terrain. Cette méthode sera présentée à la fin de ce chapitre.

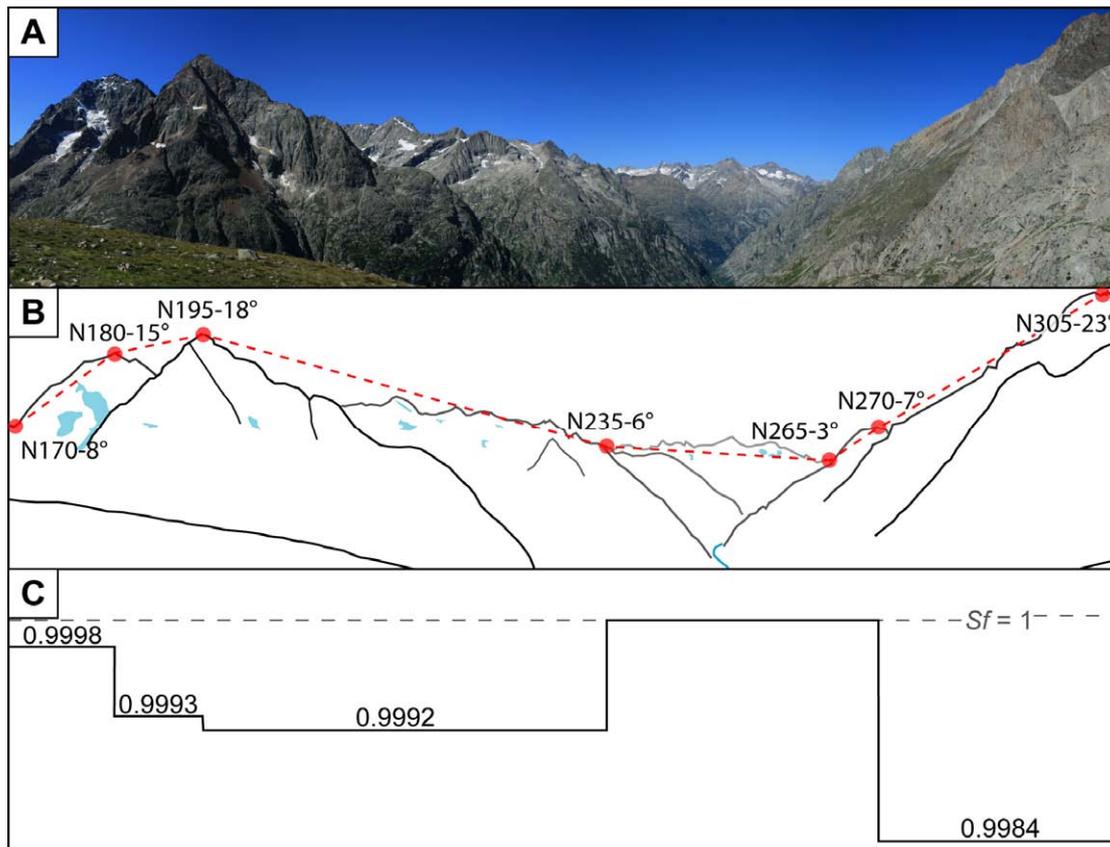


Figure I.4. (A) Panorama synthétique représentant environ 140° d'angle (N170-N305) observé depuis le sommet de la Tête de la Maye (Vénéon). (B) Relevé de l'orientation et des angles formés par rapport à l'horizontale des principaux reliefs masquant le rayonnement cosmique (valeurs nécessaires au calcul du facteur d'écrantage). (C) Valeurs des "shielding factors" individuels déterminés pour chaque portion située entre deux points d'inflexion de la ligne d'horizon. L'écrantage représenté par les reliefs situés en arrière plan est nul ($S_f = 1$).

La correction de l'épaisseur de l'échantillon prélevé ("Thickness factor")

La production d'un isotope cosmogénique dépend fortement de l'épaisseur de roche traversée par les particules du rayonnement cosmique (cf. Introduction, Figure I) et décroît exponentiellement depuis la surface en fonction des longueurs d'atténuation des particules considérées et de la densité du matériau traversé. Si l'on considère la décroissance théorique du taux de production en fonction de la profondeur modélisée par Lal et Peters (1967) sous la forme suivante :

$$P(z) = P_0 \exp \frac{-\rho z}{\Lambda}$$

où $P(z)$ est le taux de production à une profondeur (z), P_0 le taux de production en surface, ρ la densité de la roche et Λ la longueur d'atténuation (dans ce cas les neutrons) ; on peut alors calculer le facteur (T_f) permettant de corriger le taux de production local de cet effet "épaisseur" ($0 < T_f < 1$). En intégrant les contributions relatives des neutrons (f_{sp} , Λ_n), des muons lents ($f_{\mu s}$, $\Lambda_{\mu s}$) et des muons rapides ($f_{\mu f}$, $\Lambda_{\mu f}$) et en considérant un échantillon de roche d'épaisseur (z_{\max}) et de densité (ρ), on obtient alors :

$$T_f = \left[f_{sp} \left(\frac{\Lambda_n}{\rho z_{\max}} \right) \times \left(1 - \exp \left(\frac{-\rho z_{\max}}{\Lambda_n} \right) \right) \right] + \left[f_{\mu s} \left(\frac{\Lambda_{\mu s}}{\rho z_{\max}} \right) \times \left(1 - \exp \left(\frac{-\rho z_{\max}}{\Lambda_{\mu s}} \right) \right) \right] + \left[f_{\mu f} \left(\frac{\Lambda_{\mu f}}{\rho z_{\max}} \right) \times \left(1 - \exp \left(\frac{-\rho z_{\max}}{\Lambda_{\mu f}} \right) \right) \right]$$

La densité couramment utilisée est 2.7 g cm^{-3} en rapport avec la densité moyenne de la croûte continentale supérieure. Nous avons pourtant mesuré la densité d'une vingtaine d'échantillons par la méthode de la pesée immergée. Globalement, les échantillons qui ont été prélevés durant ma thèse appartiennent à deux lithologies différentes : granites et gneiss. Or, ayant mesuré la densité pour 12 échantillons de chaque groupe, l'analyse de la variance des densités mesurées nous a permis d'estimer la densité moyenne des échantillons granitiques à 2.54 g cm^{-3} tandis que celles des gneiss est 2.62 g cm^{-3} . Ces deux valeurs de densité ont été systématiquement utilisées lors du calcul des facteurs de correction (T_f) des échantillons granitiques ou gneissiques.

Atténuation de la production par la neige

La neige, de la même façon qu'une certaine épaisseur de roche, implique une atténuation du taux de production (Figure I.5).

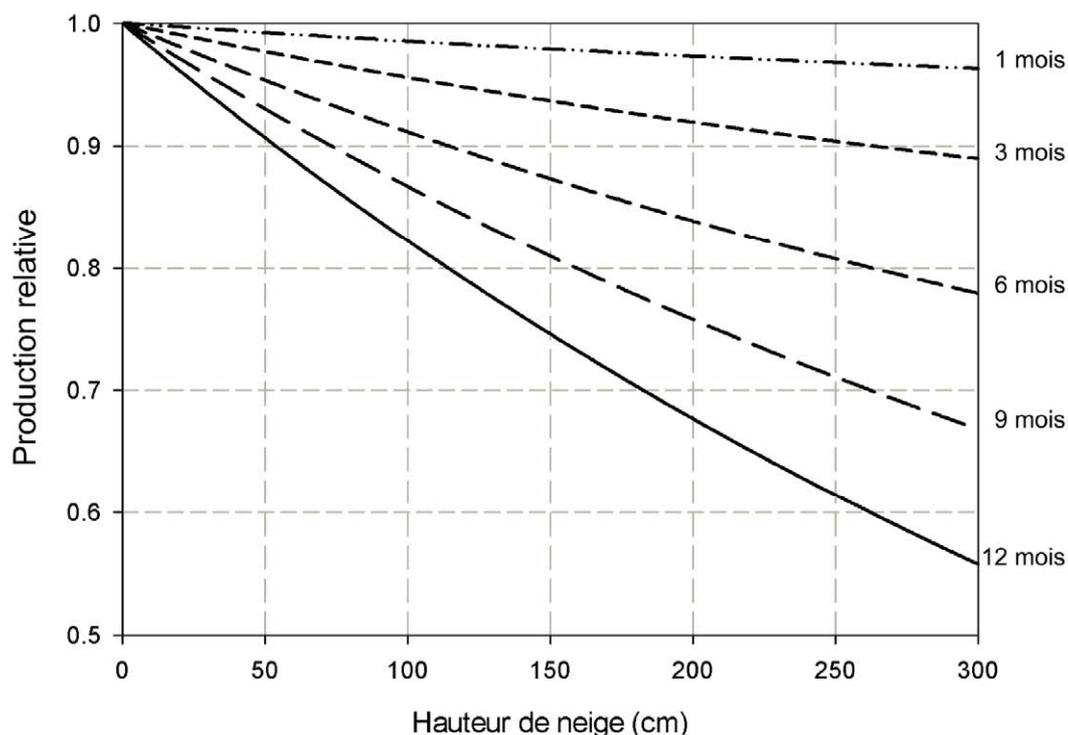


Figure I.5. Influence théorique de la neige sur l'atténuation des taux de production des nucléides cosmogéniques produits in-situ. Ces courbes ont été établies pour différentes persistances (t_s) d'un manteau neigeux de densité ($\rho_s = 0.3 \text{ g cm}^{-3}$) en prenant en compte les contributions neutroniques et muoniques.

Cette atténuation dépend de l'épaisseur du manteau neigeux (z_s), de sa densité (ρ_s) et de sa persistance dans le temps (t_s , mois/an). L'atténuation est minimale lorsque $z_s = 0$ ou $t_s = 0$. Considérant un manteau neigeux simple, dont l'épaisseur et la densité seraient constantes un certain nombre de mois par an, on peut alors calculer un facteur de correction théorique "neige" (N_f) selon l'équation suivante :

$$N_f = \left(1 - \frac{t_s}{12} \right) + \frac{t_s}{12} \left(f_{sp} \exp\left(\frac{-\rho z_s}{\Lambda_n}\right) + f_{\mu s} \exp\left(\frac{-\rho z_s}{\Lambda_{\mu s}}\right) + f_{\mu f} \exp\left(\frac{-\rho z_s}{\Lambda_{\mu f}}\right) \right)$$

Pour qu'un tel facteur de correction soit utilisable en région de montagne, il faut pouvoir estimer pour chaque site d'échantillonnage (i) la quantité, (ii) la qualité, (iii) la persistance du manteau neigeux et faire l'hypothèse de la stationnarité de ces paramètres sur des échelles de temps géologiques (10^2 - 10^5 ans). La variation spatiale de l'atténuation des taux de production par la neige, souvent estimée à partir de scénarios d'enneigement empiriques, peut toutefois

être testée à l'échelle du massif des Ecrins-Pelvoux en utilisant les mesures du flux de rayonnement cosmique acquises à partir des Nivomètres à Rayonnement Cosmique (NRC) mis en place par EDF. Cette méthode, novatrice, est présentée dans la deuxième partie de ce chapitre et fait l'objet d'un article scientifique en préparation.

Finalement, le produit de ces facteurs de correction ($C_f = S_f \times T_f \times N_f$) permet de pondérer chacune des productions neutroniques et muoniques (P_{spal} , $P_{\mu s}$, $P_{\mu f}$). Un âge minimal d'exposition ($\varepsilon = 0$) ou un taux de dénudation maximal ($t = \infty$) est alors obtenu en minimisant par des itérations successives le carré de la différence entre les concentrations mesurées et la concentration théorique (Eq. 1). Cependant, les résultats que nous avons obtenus ne considèrent ni les variations temporelles du champ magnétique terrestre ni celles des pressions atmosphériques. Celles-ci sont pourtant reconnus comme des sources d'erreurs systématiques sur les résultats obtenus à partir des méthodes des nucléides cosmogéniques produits in situ (Stone, 2000 ; Dunai, 2001 ; Gosse et Philips., 2001). Nous proposons donc d'utiliser une notation standardisée, non calibrée, permettant de corriger nos résultats en rapport avec d'éventuelles modifications futures des taux de productions in situ des nucléides cosmogéniques et de leurs méthodes de calcul. Ainsi, les âges d'exposition sont exprimés en $^{10}\text{Be-ka}$ et $^{26}\text{Al-ka}$; les taux de dénudation en $^{10}\text{Be-mm an}^{-1}$ et $^{26}\text{Al-mm an}^{-1}$.

5.2. L'incertitude sur les résultats

La détermination des incertitudes sur chacun des paramètres qui entrent en compte dans le calcul des facteurs de correction est difficilement quantifiable. Les incertitudes associées aux résultats présentés dans la suite de ce manuscrit prennent uniquement en compte les incertitudes relatives associées à la mesure des rapports isotopiques des échantillons (σ_{ech}) et des blancs chimiques (σ_{blc}) mesurés par ICP/OES et SMA ainsi que celles associées aux taux de productions standards ($\sigma_{P_{SLHL}} \sim 9\%$). L'incertitude relative totale est calculée selon la méthode de propagation des erreurs telle que :

$$\sigma = \sqrt{\sigma_{ech}^2 + \sigma_{blc}^2 + \sigma_{P_{SLHL}}^2}$$

II. Apport des Nivomètres à Rayonnement Cosmique à l'estimation de l'atténuation de la production en nucléides cosmogéniques induite par la couverture neigeuse saisonnière dans le massif des Ecrins-Pelvoux.

La neige, comme tout autre matériau recouvrant un affleurement rocheux, implique une réduction du nombre de particules du rayonnement cosmique secondaire capable d'interagir avec les minéraux présents à la surface de la terre et de produire des nucléides cosmogéniques. Il a été montré précédemment que le degré d'atténuation du taux de production des nucléides cosmogéniques peut être quantifié en estimant pour chaque site considéré, la densité, l'épaisseur et la persistance dans le temps de la couverture neigeuse. Dans cette partie, je présente un article scientifique en préparation écrit en collaboration avec Didier Bourlès, Peter van der Beek et Emmanuel Paquet (EDF-DTG, Grenoble). Celui-ci présente les résultats obtenus à partir des mesures de flux du rayonnement cosmique effectuées à partir de sept Nivomètres à Rayonnement Cosmique installés dans le massif des Ecrins-Pelvoux et ses environs par le département EDF-DTG basé à Grenoble. Ces appareils ont été implantés, en remplacement des télénivomètres à rayonnement gamma, dans les principaux massifs de montagne français afin de suivre l'évolution saisonnière du manteau neigeux dans les bassins versants situés à l'amont d'installations hydroélectriques (cf. Paquet et Laval, 2006). Nous montrons dans cet article que les données issues des NRC permettent de quantifier directement l'atténuation moyenne de la production en nucléides cosmogéniques due aux couvertures neigeuses saisonnières, en calculant le rapport entre le flux moyen annuel et le flux estival non affecté par la couverture neigeuse. L'atténuation non négligeable de la production en nucléides cosmogéniques due à la neige dans le massif des Ecrins-Pelvoux montre une nouvelle fois combien il est indispensable de choisir rigoureusement les surfaces échantillonnées afin d'interpréter correctement les résultats obtenus.

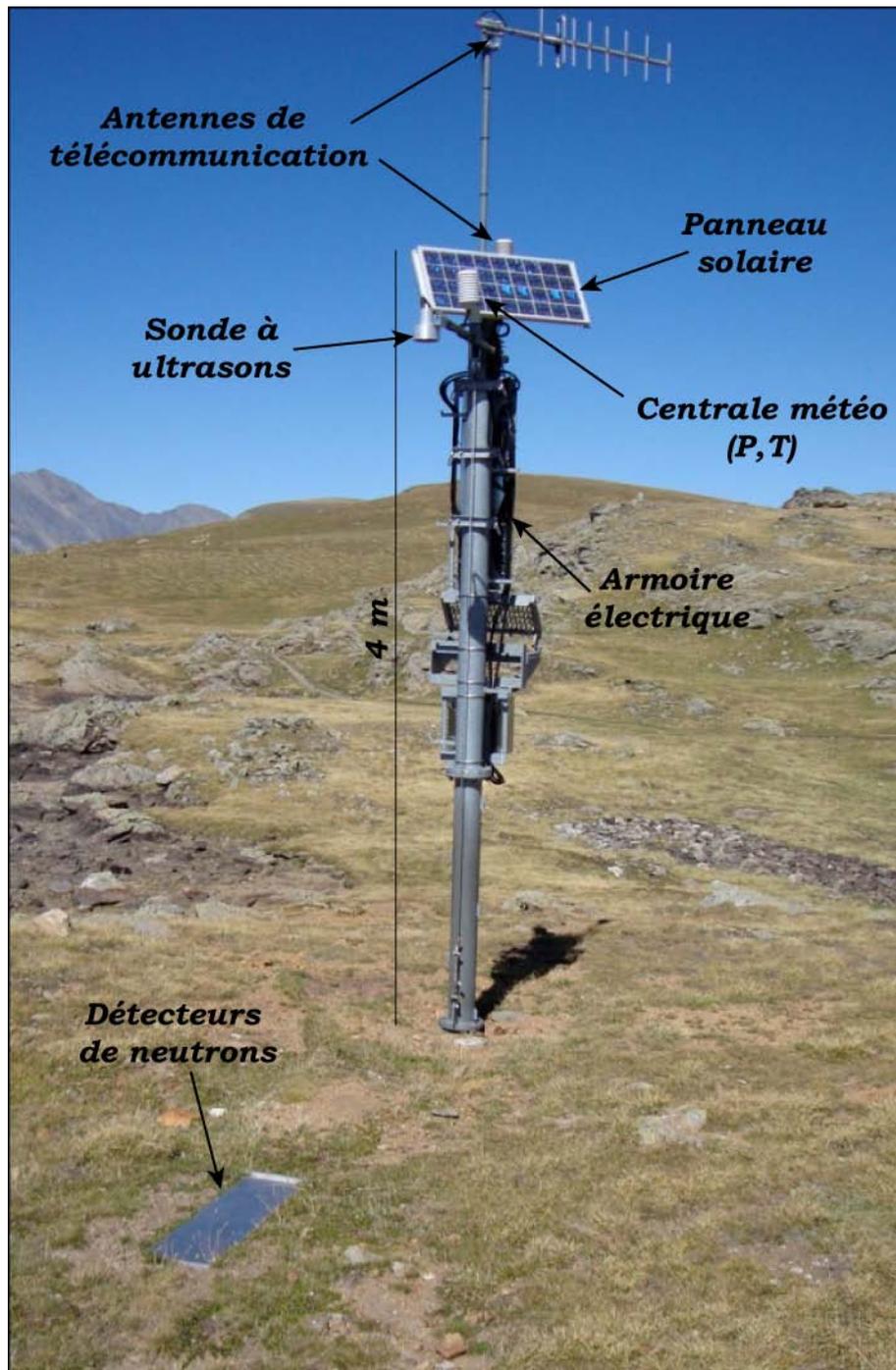


Figure I.6. Photographie du Nivomètre à Rayonnement Cosmique du Lac Noir situé sur le plateau d'Emparis. (Photo PvdB).

**Altitude-dependant cosmic-ray flux attenuation by seasonal snow cover
revealed by neutron-detector monitoring: implications for cosmic-ray
exposure dating in Alpine environments**

Romain Delunel ^{1*}, Didier L. Bourlès ², Peter A. van der Beek ¹, Emmanuel Paquet ³

¹ *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041 Grenoble, France*

² *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE), UMR 6635 CNRS-Aix Marseille Université, BP80, 13545 Aix en Provence, France*

³ *EDF-DTG, 21 avenue de l'Europe, BP 41, 38040 Grenoble Cedex 9, France*

* Corresponding author: Tel: +33 476 63 54 64; Fax: +33 476 51 40 58.

E-mail address: romain.delunel@e.ujf-grenoble.fr

2588 words in main text

Abstract (145 words), 20 References, 1 Table, 2 Figures,

Abstract

Attenuation of secondary cosmic-ray particles due to snow cover and its consequences for the production rates of Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN) is a major source of uncertainty for cosmic-ray exposure dating in high-altitude and/or high-latitude regions. Here we present the first direct cosmic-ray flux monitoring data in a natural alpine setting (Ecrins-Pelvoux massif, French Alps), which allow quantifying the effect of snow cover on cosmic-ray flux attenuation. We show that, for elevations ranging between 220 and 2500 m in our study area, cosmic-ray flux attenuation due to seasonal snow cover increases with altitude at about 12 % km⁻¹; reaching up to 27 % at 2500 m. Although these results are probably a maximum estimate, they highlight that cosmic-ray shielding due to snow cover has to be carefully treated in studies using TCN measurements in mid-latitude mountain areas, as it may induce large and systematic errors.

1. Introduction

Terrestrial Cosmogenic Nuclides (TCN) are produced by interactions between secondary cosmic-ray particles and target atoms present in Earth-surface materials and are widely used in geomorphic studies [Gosse and Philips, 2001]. Since the early 1990s, models based both on experimental measurements and on physical principles have been developed to constrain the physical parameters and altitudinal and latitudinal variations of the secondary cosmic-ray flux [see Gosse and Philips, 2001 and references therein for a review]. These temporally invariant scaling models allow calculating production rates at specific sampling sites. Although the secondary cosmic-ray flux mainly varies with altitude and latitude at a global scale [Lal, 1991], specific site settings such as topographic shielding [Dunne et al., 1999] or surface burial by snow cover [Schildgen et al., 2005] have also been shown to limit the amount of cosmic radiation that reaches the Earth's surface at a given site and therefore to reduce TCN production rates.

Because TCN data are prone to be acquired in mountainous areas where seasonal snow cover is present, quantifying its effect on TCN production rates is an important issue. The TCN production rate attenuation induced by repeated snow cover is usually modeled from historic climate records of the duration and depth of snowpack within a specific area [Schildgen et al., 2005]. Here, we present the first direct and quantitative evidence of cosmic-ray flux attenuation due to snow cover through neutron flux monitoring within the Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps. Data collected since 2001 using Cosmic-Ray Snow Gauges (CRSG) by the French power company *Electricité de France* [Paquet and Laval, 2006] show seasonal cosmic-ray flux variations whose range is elevation-dependant. The difference between summer-averaged cosmic-ray fluxes (i.e. unbiased by snow cover) and annually averaged values can be interpreted as the mean cosmic-ray flux attenuation induced by seasonal snow cover. The measured cosmic-ray flux attenuation increases as a function of elevation, consistent with attenuation controlled by the thickness and persistence of the snowpack, which both are likely to increase as a function of elevation. Neglecting effects of snow cover on cosmic-ray flux attenuation would lead to potentially important errors in studies based on TCN measurements in mid-latitude mountain environments.

2. Cosmic-ray flux monitoring and data processing

2.1. Principles, characteristics and locations of Cosmic Ray-Snow Gauges

Real-time determination of water-equivalent snow cover through secondary cosmic-ray neutron measurements has been developed since the early 1980's [Kodama, 1984 and references therein] in order to reduce both analytical uncertainties and environmental hazards that were inherent to the previously used artificial-radiation absorption techniques [Kodama *et al.*, 1979; Paquet and Laval, 2006]. Determination of snow-water equivalent from "natural" cosmogenic neutron measurements relies on the demonstration that attenuation of the secondary cosmic-ray neutron flux reaching the Earth's surface at any location is proportional to the thickness and density of the overlying material [Lal, 1987; Lal and Peters, 1967]. Measuring a snow-free local reference signal, i.e. during summer months, and calibrating the count-attenuation of the neutron detector allows continuously recording the temporal evolution of snow cover at each station. *Electricité de France* (EDF) has set up about forty Cosmic-Ray Snow Gauges (CRSG) throughout the French Alps, Pyrenees and Massif Central to estimate the water-equivalent supply of winter snow-melt to their hydroelectric power plants. These snow gauges contain a cosmic-ray sensor in association with other sensors and devices (i.e. atmospheric pressure and temperature sensor, ultrasonic snow-depth gauge, data acquisition and GSM transmission units, solar panels) mounted on a pole [Paquet and Laval, 2006]. The cosmic-ray sensor consists of a helium counter embedded within a thick polyethylene shield, buried flush with the ground surface. Incoming particles that reach the neutron detector, mostly secondary neutrons [Lal and Peters, 1967], are thermalized due to collisions within the polyethylene shield and produce ionized particles within the Helium gas (${}^3_2\text{He} + n \rightarrow {}^3_1\text{H} + p$), the 0.764 MeV energy of which produces an electrical potential on the detector wall. The measured electrical potential is thus proportional to the number of incoming cosmic-ray particles.

Table 1. Cosmic-ray snow-gauge locations and main parameters for each station

	Geographic position		Elevation (m)	C.N. Scaling factors ^a	Topographic shielding ^b (%)	Annual-averaged cosmic ray flux ^{c, d, e} (counts per hour)		Summer-averaged cosmic ray flux ^{c, d, e, f} (counts per hour)		Winter-averaged cosmic ray flux ^{c, d, e, g} (counts per hour)		Averaged cosmic ray flux-attenuation ^h (%)
	North (°)	East (°)										
Grenoble(1)	45.16	5.74	220	1.16±0.04	0.1	666	666	666	666	666	666	0.0±1.1
Mont Sec(2)	45.07	5.81	1130	2.53±0.04	0.0	1306	1307	1397	1398	1188	1188	6.5±1.1
Cézanne(3)	44.92	6.42	1877	4.54±0.07	15.7	1834	2176	2413	2864	1223	1452	24.0±1.3
Agnelin(4)	45.23	6.08	2217	5.88±0.15	1.5	1962	1993	2888	2932	1267	1286	32.0±1.6
Chardonnet(5)	45.02	6.51	2438	6.87±0.24	1.0	2453	2478	3372	3406	1803	1822	27.2±1.2
Lac Noir(6)	45.05	6.23	2445	6.90±0.24	0.1	2738	2740	3385	3388	2107	2108	19.1±0.9
Prapic(7)	44.67	6.42	2492	7.09±0.26	0.3	2573	2582	3361	3373	1787	1793	23.4±1.3

^a Mean TCN production-rate scaling factors, calculated as the mean value of the scaling factors predicted by the Stone [2000], Dunai [2000] and Desilets and Zreda [2003] models, using an Excel add-in [Vermeesch, 2007]. Quoted uncertainties are 1σ standard deviations for these three models results.

^b Part of the total incident cosmic-ray flux shielded by surrounding topography at each station location computed from Dunne et al. [1999] and Balco [2001], considering a regular “m” exponent of 2.3. Topographic shielding factors represent the average over 16 local pixel neighborhoods around the station location; the standard error is lower than 1%.

^c Averaged hourly cosmic-ray flux corrected for (i) atmospheric pressure variations around the theoretical mean atmospheric pressure defined from the station elevation, and (ii) secular and short time-scale global variations obtained through comparison with the cosmic-ray flux measured at the Moscow Neutron Monitor (<http://helios.izmiran.troitsk.ru/main.html>; see text for explanations).

^d Uncertainties calculated as Standard Deviation of the Mean are systematically smaller than 1% and are not mentioned within the table. However, they are represented in Figure 2.

^e Shaded values are uncorrected averages while values in black correspond to these averages corrected for missing incoming cosmic-ray flux due to geomorphic shielding (^b).

^f Summer averages are obtained considering the observed cosmic-ray flux during four months from July to October.

^g Winter averages represent the mean cosmic-ray flux measured during four months from January to April.

^h Averaged cosmic-ray flux attenuation due to snow cover corresponds to the relative drop observed between summer-averaged hourly cosmic-ray flux and the annually averaged flux; given uncertainties are propagated from individual uncertainties on each value.

Six of these CRSG devices, operating since summer 2001, are located in the Ecrins-Pelvoux massif and its direct vicinity, at elevations varying from 1130 m a.s.l. at Mont Sec to 2492 m a.s.l. at Prapic (Figure 1; Table 1). This massif is characterized by strong orographic and longitudinal precipitation gradients as well as local microclimates [Gottardi, 2009]; mean annual precipitation varies spatially from ~ 700 to >3000 mm yr⁻¹. Cosmic-ray sensors have been developed and calibrated at the EDF-DTG department in Grenoble (220 m a.s.l.; Figure 1 and Table 1). A neutron monitor was maintained at the calibration site in order to record temporal variations in cosmic-ray flux at the regional scale. This is required for correcting the CRSG signal for time-dependant modulations by astronomical parameters [e.g., Belov, 2000; Simpson, 2000]. Although the Grenoble GRSG device is ideally located at low elevation with no persistent snow cover and in close proximity to the operating devices of the Ecrins-Pelvoux massif, severe metrological issues with this station led the EDF team to choose the Moscow Neutron Monitor (MNM) as the reference signal for temporal cosmic-ray intensity variations. The procedure used to correct the data for the time-dependant cosmic-ray intensity modulations is presented in the following section.

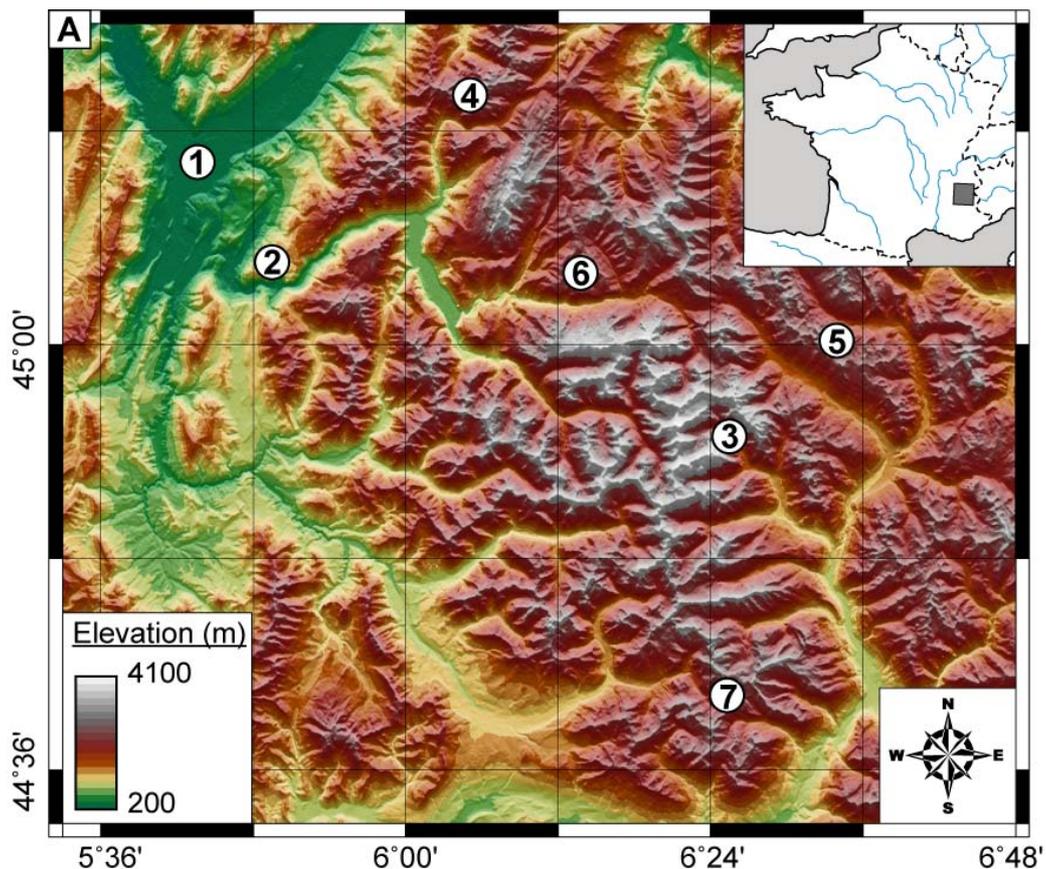


Figure 1.A. Map of the Ecrins-Pelvoux massif showing the location of Cosmic Ray-Snow Gauges (circled numbers, cf. Table 1). Shaded Digital Elevation Model is based on Institut Géographique National 50-m resolution digital topography data; inset shows location within France.

2.2. Initial data processing

The raw data correspond to daily averaged cosmic-ray intensities (particles counts per hour; see Figure 1 and Table 1), which are calculated from hourly measurements. These data were corrected for both local atmospheric pressure and global-scale cosmic-ray intensity modulations. As the cosmic-ray flux received at each station depends on the topographic shielding by local relief, the resulting data were corrected for these geomorphic effects [Dunne *et al.*, 1999]. Finally, spatial scaling factors that account for *in-situ* produced cosmogenic nuclide production rates at each CRSG location have been calculated and allow comparing the data from each station.

2.2.1. Correction for atmospheric pressure variations

As the cosmic-ray intensity varies according to atmospheric pressure [Lal and Peters, 1967; Stone, 2000], local pressure variations have to be considered in order to compare the data between stations and at different times. Daily averaged cosmic-ray intensities were normalized to the theoretical local atmospheric pressure, obtained for each measurement station by converting its elevation into an atmospheric pressure using the Standard Atmosphere equation [Lide, 1999]. The daily local absolute pressure variation around the theoretical pressure is used to correct the cosmic-ray intensity measured that day. Because the CRSG sensitivity to atmospheric pressure variations is altitude-dependant, a correction factor (α) is estimated for each CRSG device, using an empirical law that has been calibrated through field measurements. The correction factors calculated for the CRSG considered in this study vary from $-0.67\% \text{ mbar}^{-1}$ to $-0.72\% \text{ mbar}^{-1}$. The daily cosmic-ray intensity (Cp_i) corrected for local atmospheric pressure variation is then calculated as:

$$Cp_i = C_i (1 + \alpha \Delta P) \quad (1)$$

where C_i is the measured daily averaged cosmic-ray intensity and ΔP (mbar) is the absolute difference between the atmospheric pressure measured that day by the CRSG device and the theoretical mean atmospheric pressure at its location.

2.2.2. Correction for global-scale modulations of cosmic-ray intensity

Once corrected for local atmospheric pressure variations, cosmic-ray intensities have to be corrected for time-dependant modulations at a global scale. In agreement with the procedure followed by EDF [Paquet and Laval, 2006], the Moscow Neutron Monitor (MNM) database (accessible on-line at <http://helios.izmiran.troitsk.ru/cosray/main.htm>) was used to normalize the data. The daily-averaged hourly cosmic-ray intensity (C) corrected for both local atmospheric pressure variation and global-scale modulation is calculated as:

$$C = C_{p_i} \left(1 + \left[\left(\frac{C_{p_i} - C_{p_r}}{C_{p_r}} \right) - \left(\frac{C_{m_i} - C_{m_r}}{C_{m_r}} \right) \right] \right) \quad (2)$$

where C_{p_i} and C_{m_i} are the daily averaged hourly cosmic-ray intensity corrected for atmospheric pressure variations at the considered CRSG and the Moscow station, respectively, and C_{p_r} and C_{m_r} are reference intensities at these locations. We used the hourly cosmic-ray intensity at the MNM on 12 June 2007 (5.76×10^5 counts per hour; corresponding to the MNM secular reference) as the global reference (C_{m_r}), and the cosmic ray intensity of that day for each CRSG station as the local reference (C_{p_r}).

2.2.3. Consideration of geomorphic shielding

As the CRSG devices we use are localized in a high-relief mountainous environment, surrounding topography prevents a potentially significant portion of the incoming cosmic-ray flux from reaching the monitors. As a consequence, the cosmic ray flux measured at each CRSG site has to be corrected for this missing flux in order to compare data from different sites. The topographic shielding factor (S_f) was estimated for each CRSG station according to Dunne *et al.* [1999], using a grid calculation algorithm [Balco, 2001] and a 50-m resolution DEM provided by the French *Institut Géographique National* (Figure 1A), by averaging values obtained from the sixteen local pixel neighborhoods bounding the station location. Measured cosmic ray intensity (C) is then normalized to an unobstructed open sky as $C_N = C / (1 - S_f)$.

3. Results

Corrected cosmic-ray fluxes obtained from the six stations located within the study area as well as the Grenoble station are plotted on Figure 1B as a function of time. Daily averaged hourly cosmic-ray flux appears highly spatially variable (Figure 1), with a minimum of ca. 650 counts per hour (cph) at Grenoble (220 m a.s.l.) and a maximum of ca. 4000 cph at Prapic (2492 m a.s.l.). Hourly cosmic-ray fluxes averaged over the whole time series correlate exponentially with station elevations (Table 1; Figure 2A).

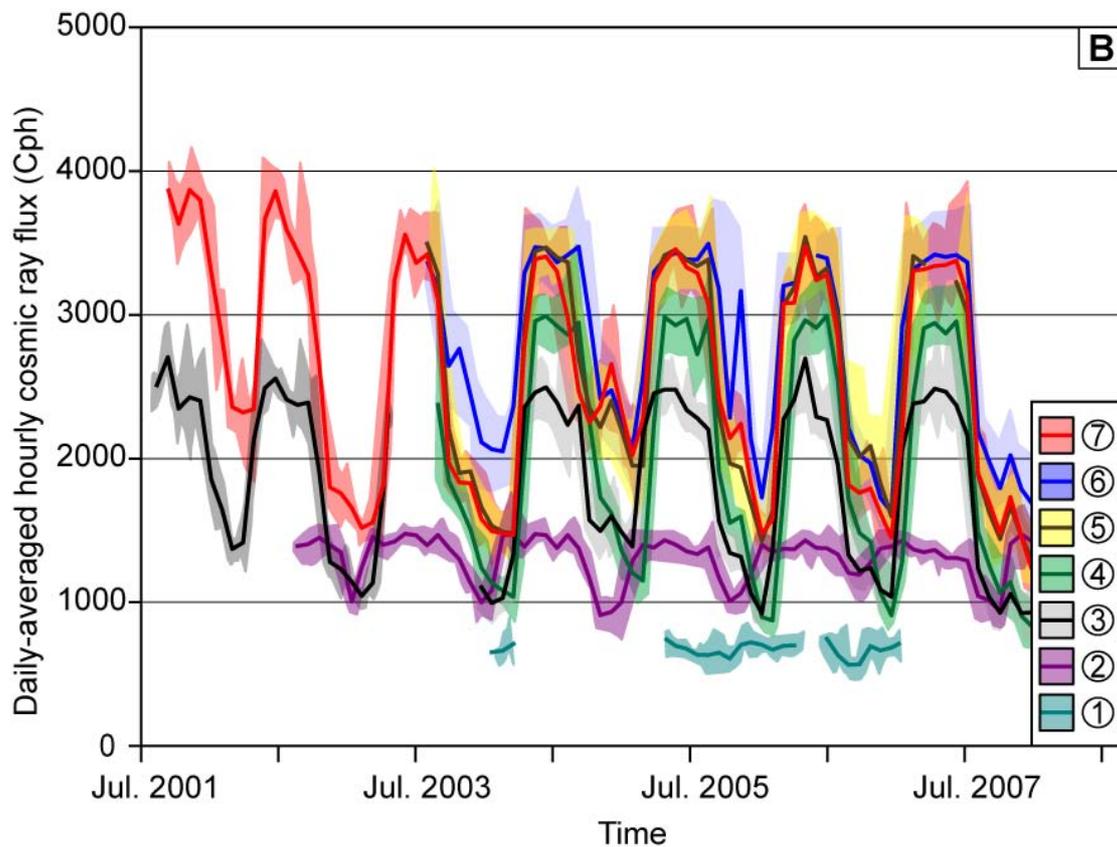


Figure 1.B. Seasonal variation of daily-averaged hourly cosmic-ray flux measured since September 2001. Data are corrected for both atmospheric pressure variations and global-scale cosmic-ray intensity modulations. Solid curves represent monthly-averaged hourly cosmic-ray fluxes, whereas colored fields correspond to daily-averaged hourly cosmic-ray flux variability. Note that cosmic-ray flux is maximum and relatively stable during summer months (July to October).

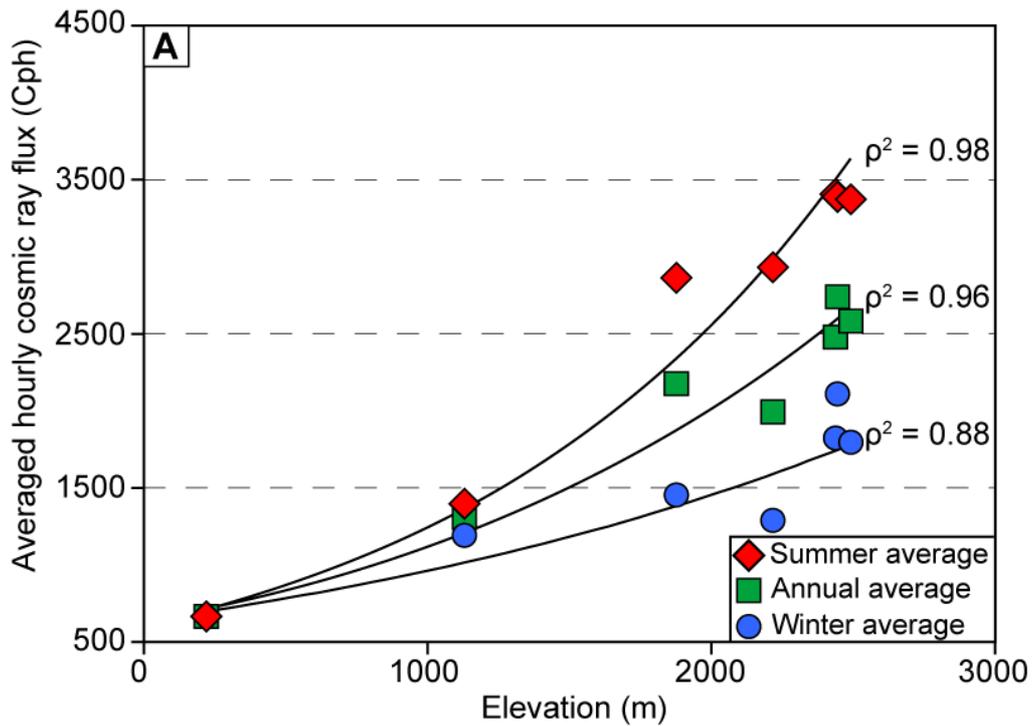


Figure 2.A. Mean hourly cosmic-ray flux averaged for summer months (diamonds) and winter months (circles), as well as annual averages (squares), plotted against elevation. Best exponential fits (solid black lines) and coefficients of determination are also shown.

4. Discussion

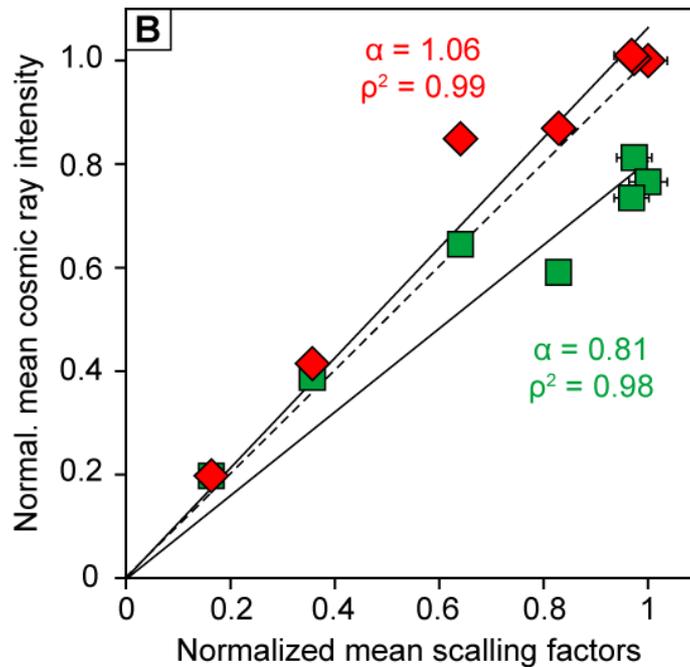


Figure 2.B. Normalized summer-averaged (diamonds) and mean annual cosmic-ray flux (squares) plotted against normalized scaling factors computed for each snow-gauge location.

All data have been normalized to the summer-averaged cosmic-ray flux and the mean scaling factor obtained for the Prapic station, the highest station in our database (2492 m). Linear regressions (solid lines) have been forced to pass through the origin. Regression slopes (α) and coefficient of determination (ρ^2) are given for each regression. The dashed line represents the 1:1 line.

4.1. Cosmic-ray flux attenuation due to snow cover

The seasonal cosmic-ray flux modulations observed in the study area are readily interpreted as reflecting attenuation induced by snow cover. In order to validate this assumption and estimate its effect on *in-situ* TCN production rates, we compared the measured cosmic-ray flux averaged for summer months (July to October) to the theoretically predicted local TCN production (Table 1) using the scaling models of Stone [2000], Dunai [2000] and Desilets and Zreda [2003]. As the selected summer data are expected to be unaffected by snow cover, their spatial variation should be explained by the scaling factors. Figure 2B shows that the normalized summer-averaged cosmic-ray flux correlates almost perfectly with the normalized mean scaling factors calculated for each station with a 1:1 relation ($\alpha = 1.06$, $\rho^2 = 0.99$; Figure 2B). Differences between the three scaling models used are minor; all correlate with the summer-averaged cosmic-ray flux with $\rho^2 \geq 0.99$. The only station that shows a significant ($> 2\sigma$) deviation from the line is Cézanne, located in the heavily shielded Saint Pierre valley. The calculated shielding factor for this station is significantly larger than for all other stations (Table 1) and its offset from the 1:1 line may reflect the uncertainty in the predicted shielding factor. The overall correlation implies that the theoretical TCN production models predict the spatial variations in summer-averaged cosmic-ray flux nearly perfectly. We can therefore reasonably assume that the summer-averaged cosmic-ray flux is representative of the unbiased TCN production rate.

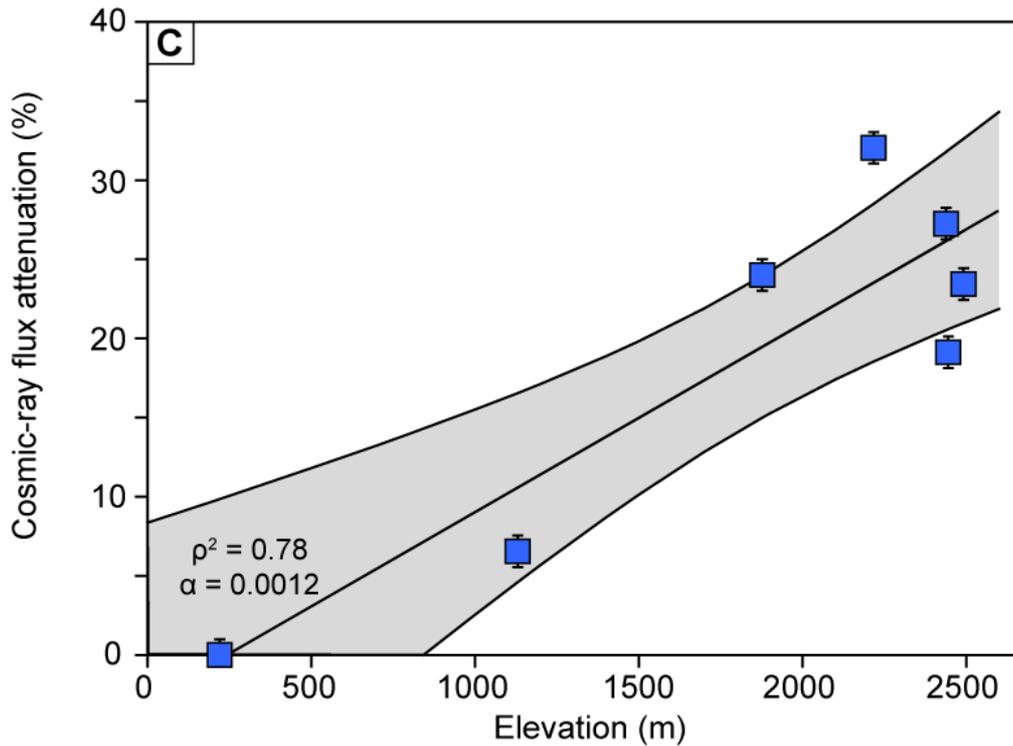


Figure 2.C. Modeled cosmic-ray flux attenuation due to snow cover for the Ecrins-Pelvoux massif. Best linear fit (solid black line), 95% confidence interval (shaded area), coefficient of determination and regression slope are also shown.

In contrast, Figure 2.B. also shows that the relation between annual cosmic-ray flux and the mean scaling factors significantly deviates from the 1:1 relation ($\alpha = 0.81$). This latter relation thus illustrates the impact of snow-cover attenuation on the annual cosmic-ray flux received at each station. Therefore, the cosmic-ray flux attenuation induced by seasonal snow cover (S_c) can be calculated as $S_c = 1 - C_a / C_s$ for each station, where C_a is the annual cosmic-ray flux and C_s the summer-averaged cosmic-ray flux. Figure 2.C. shows that snow-cover attenuation varies as a function of elevation from 0 % at 220 m (i.e., no snow cover at Grenoble) up to 32 % at 2217 m (Agnelin station). The best linear fit ($\rho^2 = 0.78$) to the data suggests that the mean cosmic-ray flux attenuation due to snow cover increases with an altitudinal gradient of $\sim 12 \text{ \% km}^{-1}$, reaching $\sim 27 \text{ \%}$ at 2500 m elevation (Figure 2c).

4.2. Implications for TCN studies

Our data demonstrate that failing to consider the potential bias induced by seasonal snow-cover attenuation may lead to significant overestimation of TCN production rates. As calculations of cosmic-ray exposure ages and denudation rates from TCN concentration

measurements are directly dependent on the estimation of local TCN production rates, such overestimations imply that predicted exposure ages would be systematically underestimated while denudation rates would be overestimated. Assuming that our results can be extrapolated over millennial timescales and considering the case of a rock surface located at 2500 m elevation within the Ecrins-Pelvoux massif and exposed since the deglaciation that followed the Last Glacial Maximum (i.e. ~20 ka), its exposure age inferred from TCN concentration measurements, without taking seasonal snow cover into account, would be severely underestimated at ~14 ka. This example shows how snow-cover attenuation effects could lead to severe correlation problems in glacial chronology studies.

However, our data are not readily extrapolated either spatially or temporally. First, they obviously reflect the regional climatic setting of the Ecrins-Pelvoux massif. Second, even within the massif, our data from six stations cannot accurately reflect the full spatial heterogeneity of snow cover. In particular, the CRSG devices are located at low-relief sites that are prone to higher than average snow cover. Both wind transportation and slope effects on snow accumulation cannot be resolved from our data. Therefore, we assume that the inferred cosmic-ray attenuation represents a high-end estimate for the present-day snow-cover effect. Finally, as the data represent records obtained during the last decade, extrapolating our results to millennial timescales is not straightforward since snow cover could have been highly variable through time. In particular, snow cover is expected to have been significantly stronger during the Little Ice Age (16th to 19th centuries) [*Nesje and Dahl, 2003; Vincent et al., 2005*], but possibly comparable to the present-day during the preceding Medieval Warm Period (10th to 13th centuries).

5. Conclusions

Cosmic-ray flux measurements from neutron detectors at different elevations within the Ecrins-Pelvoux massif, French western Alps, show seasonal modulations that are controlled by snow cover. After correcting the data for atmospheric pressure variations, global-scale cosmic-ray modulations and site-specific topographic shielding, we show that the differences between summer-averaged and mean annual cosmic-ray fluxes can be directly interpreted in terms of reduction of TCN production rates. Our data therefore provide the first direct and quantitative estimates of snow-cover attenuation of TCN production rates; they show that this

attenuation evolves with an altitudinal gradient of about 12 % km⁻¹ (between 220 m and 2500 m a.s.l) within our study area. Our results demonstrate that interpreting TCN data without consideration of snow-cover effects leads to potentially serious (several tens of %) errors in exposure age and/or denudation rate estimates in Alpine environments. Further developments are therefore needed to take into account both spatial and temporal variability of snow cover within mid-latitude mountains and produce efficient scaling laws that would account for this effect on cosmogenic nuclide measurements.

Acknowledgements

We thank EDF-DTG for making the cosmic-ray flux measurements available and for permission to publish. This study forms part of RD's PhD project, supported by a grant from the French Ministry of higher education.

References

- Balco, G. (2001), Cosmogenic isotope production rates over large areas, edited, University of Washington, Cosmogenic Isotope Laboratory, <http://depts.washington.edu/cosmolab/>.
- Belov, A. (2000), Large scale modulation: View from the Earth, *Space Science Reviews*, 93, 79-105.
- Desilets, D., and M. Zreda (2003), Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating, *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 21-42.
- Dunai, T. J. (2000), Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation, *Earth and Planetary Science Letters*, 176, 157-169.
- Dunne, J., D. Elmore, and P. Muzikar (1999), Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces, *Geomorphology*, 27, 3-11.
- Gosse, J. C., and F. M. Philips (2001), Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews*, 20, 1475–1560.
- Gottardi, F. (2009), Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne - utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement:

- Application aux grands massifs montagneux français, PhD Thesis, Grenoble INP, 261 pp.
- Kodama, M. (1984), An introduction to applied cosmic ray physics, *Japanese Journal of Applied Physics*, 23, 726-728.
- Kodama, M., K. Nakai, S. Kawasaki, and M. Wada (1979), An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow-water equivalent, *Journal of Hydrology*, 41, 85-92.
- Lal, D. (1987), Cosmogenic nuclides produced in situ in terrestrial solids, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research, B* 29, 238-245.
- Lal, D. (1991), Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424-439.
- Lal, D., and B. Peters (1967), Cosmic ray produced radioactivity on the Earth, in *Handbuch der Physik*, edited by K. Sitte, pp. 551-612, Springer, Berlin.
- Lide, D. R. (Ed.) (1999), *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 79 ed., CRC Press, Boca Raton.
- Nesje, A., and S. O. Dahl (2003), The 'Little Ice Age' - only temperature?, *The Holocene*, 13, 139-145.
- Paquet, E., and M.-T. Laval (2006), Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivellements à Rayonnement Cosmique d'EDF, *La Houille Blanche*, 2, 113-119.
- Schildgen, T. F., W. M. Phillips, and R. S. Purves (2005), Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies, *Geomorphology*, 64, 67-85.
- Simpson, J. (2000), The cosmic ray nucleonic component: The invention and scientific uses of the neutron monitor, *Space Science Reviews*, 93, 11-32.
- Stone, J. O. (2000), Air pressure and cosmogenic isotope production, *J. Geophys. Res.*, 105, 23753-23759.
- Vermeesch, P. (2007), CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 8, Q08003, doi:10.1029/2006GC001530.
- Vincent, C., E. Le Meur, D. Six, and M. Funk (2005), Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09706, doi: 10.1029/2005gl022552.

III. Utilisation et traitement des Modèles Numériques de Terrain

L'utilisation de plus en plus courante des Modèles Numériques de Terrain (MNT) depuis une quinzaine d'années a fortement participé au développement de la géomorphologie quantitative. En effet, si les campagnes d'échantillonnage sont toujours l'occasion d'observer directement les morphologies caractéristiques présente dans la topographie, l'utilisation des MNT offre la possibilité d'acquérir sur de vastes surfaces les données indispensables à la compréhension des interactions et couplages qui participent à l'évolution d'un relief. Cette partie a pour objectifs principaux de présenter les caractéristiques du MNT et des logiciels que nous avons utilisés puis de décrire les méthodes d'extraction des principales caractéristiques morphométriques du massif des Ecrins-Pelvoux. Le protocole permettant de calculer les taux de production moyen des isotopes cosmogéniques à l'échelle de bassins versants sera ensuite décrit à la fin de cette partie.

1. Caractéristiques du MNT et des logiciels utilisés

Pour tous les traitements numériques des données topographiques, nous avons utilisé le MNT issu de la BD ALTI de l'Institut de Géographique National (IGN). Ce MNT consiste en une grille numérique raster orthogonale où chaque cellule (pixel) de 50 m de coté est définie par ses coordonnées cartographiques en longitude, latitude et altitude (x,y,z) ; la grille que nous avons utilisée possède une projection cartographique Lambert III d'unité kilométrique. Celui-ci est produit pour les Alpes à partir de restitutions stéréoscopiques de photographies aériennes au 1:60 000. La majeure partie du travail de cartographie et de manipulation du MNT s'est faite à l'aide du logiciel ArcGis 9.2. Ce logiciel permet de visionner différents types de documents cartographiques, de procéder à des requêtes et à des calculs matriciels simples et enfin de produire des cartes. Cependant tous les traitements cartographiques associés aux paramètres hydrographiques (délimitation de bassins versants, extraction des réseaux, etc.) ont été effectués à l'aide du logiciel libre d'accès Terrain Analysis System (TAS) développé par John Lindsay (2005). Enfin, la modélisation des facteurs d'écrantage (cf. § 3) a nécessité l'utilisation du logiciel MATLAB.

2. Méthodes d'extraction des paramètres morphométriques caractéristiques du massif des Ecrins-Pelvoux

2.1. Extraction des bassins versants

Les principaux paramètres morphométriques ont été définis pour les surfaces spécifiques des bassins versants. La première étape a donc consisté à extraire ces bassins versants du MNT. Ils ont été implicitement choisis par la position des sites de prélèvement des échantillons d'alluvions de rivières (cf. Chapitre III). Un bassin versant est défini comme la portion d'un espace délimité par des lignes de crêtes où les eaux convergent vers un exutoire commun (la position sur le cours d'eau où a été prélevé l'échantillon dans notre cas). D'un point de vue morphométrique, celui-ci peut être caractérisé par sa surface, son altitude moyenne, sa pente moyenne et son relief géophysique. Afin de pouvoir extraire ces différents paramètres topographiques, il a fallu délimiter les bassins versants grâce à TAS ; le protocole est présenté ci-dessous :

- le MNT étant un modèle informatique, produit par l'assemblage de données altitudinales extraites à partir de restitutions stéréoscopiques, la surface topographique représentée peut comporter des artefacts. L'outil "Breach all depression" permet de lisser la topographie afin d'éliminer les dépressions créées artificiellement lors de la construction du MNT. La surface topographique qui résulte de ce traitement préalable possède ainsi des drains hydrologiques continus.

- L'étape suivante consiste à extraire les drains hydrologiques (les talwegs) du MNT en utilisant l'outil "Catchment area & Flow direction". Celui-ci détermine pour chaque pixel la direction du flux en utilisant un algorithme (D8 Flow Direction algorithm ; O'Callaghan et Mark, 1984) qui calcule la ligne de plus grande pente entre le pixel central d'une fenêtre mobile (3x3 pixels) et ses huit proches voisins. En faisant glisser cette fenêtre sur toute la surface du MNT, cet outil crée une nouvelle grille dont la valeur des pixels est proportionnelle à l'aire qu'ils drainent en amont.

- Enfin, l'outil "Watershed" permet de délimiter les bassins versants à partir de la grille précédente contenant les drains et de la position des échantillons prélevés. Cet outil crée une grille binaire où les pixels de valeur 1 caractérisent ceux dont les flux convergent vers l'exutoire (la position de l'échantillon) et où les pixels de valeur 0 caractérisent les zones extérieures au bassin versant. L'aire drainée située à l'amont d'un échantillon, la surface du bassin versant considéré, correspond au nombre de pixel codés 1 multiplié par la surface unitaire d'un pixel (2500 m²).

2.2. Calcul des altitudes et pentes moyennes

Une fois les différents bassins versants extraits du MNT, les grilles sont exportées vers ArcGis. Elles servent alors de masques, permettant de découper le MNT initial selon les limites de chaque bassin versant étudié et d'en extraire les altitudes. On peut ainsi représenter l'hypsométrie des bassins versants (la distribution fréquentielle des altitudes) et définir leurs altitudes moyennes. Appliqués à la carte des pentes, les masques des bassins versants peuvent également permettre de connaître la distribution des pentes dans un bassin versant donné et de calculer la pente moyenne caractéristique. Les pentes, déterminées pour chaque pixel, sont calculées grâce à un algorithme qui recherche la pente la plus forte entre un pixel central et ses huit proches voisins dans une fenêtre mobile de neuf cellules (3x3). Les altitudes moyennes ainsi que les pentes moyennes représentent systématiquement une moyenne pondérée spatialement c'est-à-dire que les valeurs d'altitude (z_i) ou de pente (s_i) sont systématiquement pondérées par le nombre de pixels (n_i) qui possèdent cette valeur. La moyenne (z_c ou s_c), caractéristique d'un bassin versant représenté par un nombre (n) de pixels est calculée, en considérant l'exemple de l'altitude moyenne, selon l'équation :

$$z_c = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_i \times n_i)$$

L'incertitude des valeurs moyennes a été définie à partir de l'écart type de la distribution (σ_z) en utilisant l'erreur standard (SEM). L'écart type calculé est obtenu grâce à une pondération par le nombre de pixels possédant la même valeur d'altitude ou de pente selon :

$$\sigma_z = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n n_i \times (z_i - z_c)^2}{n}}$$

L'erreur standard (SEM_z) correspond alors à :

$$SEM_z = \frac{\sigma_z}{\sqrt{n}}$$

2.3. Définition et calcul du relief géophysique

Le concept de relief géophysique ("Geophysical Relief", Small et Anderson, 1998), a été défini comme la moyenne des différences entre deux surfaces topographiques caractéristiques d'une même région : une surface artificielle reliant les points les plus hauts de la topographie et une surface correspondant à la topographie actuelle. Cet indice correspond à l'érosion moyenne qu'ont subie les vallées, soustraite de celle qui a affecté les crêtes et sommets (l'armature du relief). Ce concept a été introduit afin de comparer différentes régions en rapport à l'intensité des processus d'érosion auxquelles elles ont été soumises. C'est donc un indice de l'érosion préférentielle des vallées par rapport aux points hauts de la topographie et il met en évidence le caractère plus ou moins encaissé d'un relief. Il existe différentes méthodes de calcul du relief géophysique (Summerfield, 1991 ; Small et Anderson, 1998 ; Brocklehurst et Whipple, 2002, etc.). J'ai choisi d'utiliser une méthode de calcul simple qui permet également de caractériser le relief géophysique. Le relief moyen (R_c) est ainsi calculé à partir de l'altitude moyenne (z_c) et de l'altitude minimale (z_{min}) d'un bassin versant selon :

$$R_c = \frac{z_c}{z_{min}}$$

3. Calcul des taux de production à l'échelle des bassins versants

Nous présentons finalement un protocole de calcul des taux de production in situ des nucléides cosmogéniques (ici le ^{10}Be) à l'échelle des bassins versants. Ce protocole, initialement développé par Greg Balco (Balco, 2001), a été modifié afin de quantifier les taux de dénudation moyen que nous avons obtenus pour les bassins versants du massif des Ecrins-Pelvoux, résultats qui font l'objet de l'article "Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in-situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps)" (Delunel et al., 2010), présenté dans le chapitre III de ce manuscrit.

La difficulté de quantifier les taux de dénudation moyen à l'échelle de bassins versants, à partir des nucléides cosmogéniques, réside essentiellement dans le fait d'estimer le plus justement possible les taux de production de l'isotope considéré. Comme nous l'avons présenté précédemment, la production des isotopes cosmogéniques est contrôlée à la fois par

des paramètres globaux, dépendant des variations spatiales de l'intensité du rayonnement cosmique, et des facteurs locaux, caractéristiques du site. Il a donc fallu que nous prenions en compte l'ensemble de ces paramètres afin de contraindre au mieux la production en ^{10}Be de toutes les surfaces pouvant alimenter en quartz le système fluviatile étudié. Nous avons utilisé cinq grilles numériques afin de calculer les taux de production moyens pour chacun des bassins versants échantillonnés. Il serait possible, selon le type de relief étudié, ou l'échelle considérée, de modifier le nombre de grilles impliquées dans ce calcul. Les grilles ont toutes été produites par des manipulations successives du MNT grâce aux logiciels ArcGis, TAS et MATLAB (Figure I.7).

- La carte des facteurs d'échelle (Figure I.7B) a été produite en appliquant les polynômes de Stone (Tableau I.A) à partir du MNT et d'une grille, construite sous MATLAB, représentant les latitudes. Cette grille représente le facteur d'échelle total, en considérant à la fois les contributions des neutrons et des muons.

- Puisque la mesure de la concentration en ^{10}Be produit in situ est réalisée sur les grains de quartz échantillonnés dans les alluvions de rivière, nous avons utilisé la carte géologique du Parc National des Ecrins (Figure I.7C) afin de distinguer les unités contenant du quartz (les roches plutoniques et métamorphiques du massif des Ecrins-Pelvoux, ainsi que les formations superficielles quaternaires) de celles ne pouvant pas alimenter le système en quartz (les unités sédimentaires mésozoïques pour l'essentiel). Grâce à l'outil "Reclass" disponible sur ArcGis, nous avons alors codé par 1 les roches émettrices de quartz et par "NoData" les roches sédimentaires ne contenant pas de quartz.

- La carte des facteurs d'écrantage (Figure I.7D), réalisée à partir du logiciel MATLAB, est celle qui a demandé le plus d'effort et de temps de calcul. La détermination des facteurs d'écrantage pour chaque pixel d'un MNT considéré nécessite l'emploi de cinq grilles différentes : le MNT en lui-même, une grille latitude et une grille longitude (afin de pouvoir déterminer la distance des principaux reliefs et leur angle par rapport à l'horizontale), une grille binaire "bassin versant" permettant de focaliser les calculs au sein d'une zone réduite du MNT et enfin une grille "Screen" comportant la position des lignes de crêtes. Cette dernière grille permet de réduire le temps de calcul en focalisant la quantification des masques topographiques uniquement sur les proches voisins d'un pixel considéré (une fenêtre glissante de 21x21 pixels est considérée pour chaque pixel, soit ~500 m autour du pixel) et sur les lignes de crêtes définies par la grille "Screen". Celle-ci est produite sous ArcGis grâce à l'outil "Flow Accumulation" qui permet d'attribuer à chaque pixel le nombre de pixels situés

à l'amont de celui-ci dont la ligne de plus grande pente converge vers lui. En effectuant une requête telle que Flow Accumulation = 0, on peut extraire tous les interfluves.

L'algorithme utilise ces cinq grilles pour calculer, sur chaque pixel d'un bassin versant, l'intensité du masque topographique. L'horizon est scanné virtuellement par tranche de 5° d'angle physique (72*5° =360°) et l'algorithme calcule l'angle du relief le plus obstruant en utilisant les grilles définies en x (longitudes) et y (latitudes). L'équation de Dunne et al. (1999) et alors utilisée afin de calculer la part du rayonnement cosmique masquée par la topographie environnante, pour chaque pixel d'un bassin versant.

- La carte des pièges sédimentaires (Figure I.7D) a été produite sous ArcGis en utilisant des requêtes successives. Les zones non raccordées au réseau hydrographique et caractérisées par des pentes inférieures à 3° ont été exclues du calcul des taux de production. Nous avons considéré que les pixels ainsi définis ne pouvaient pas transmettre les matériaux provenant de l'amont et fonctionnaient tels des pièges à sédiments. La grille ainsi produite est constituée à la fois de pixels de valeur 1 (les pixels peuvent transmettre vers l'aval des sédiments chargés en ¹⁰Be) et des pixels caractéristiques des pièges sédimentaires ayant comme valeur "NoData".

- Enfin, nous avons pris en compte l'englacement au Petit Age de Glace (modifié de Edouard (1978), cf. chapitre III pour les discussions) dans les calculs de taux de production. Nous avons fixé à 0 les taux de productions en ¹⁰Be sous les glaciers afin de prendre en compte l'atténuation du rayonnement cosmique à la base de ces appareils. Cette grille binaire (Figure I.7F), est codée 1 pour les zones déglacée lors du PAG, et 0 pour les zones englacées.

La carte finale, montrant la variation spatiale des taux de production du ¹⁰Be produit in situ (Figure I.7G), intègre l'ensemble des paramètres décrits précédemment et permet de calculer le taux de production moyen en ¹⁰Be du bassin versant échantillonné (P_c), en utilisant l'équation suivante selon laquelle :

$$P_c = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_{SLHL}^{10} Be. \times B. \times C. \times D. \times E. \times F$$

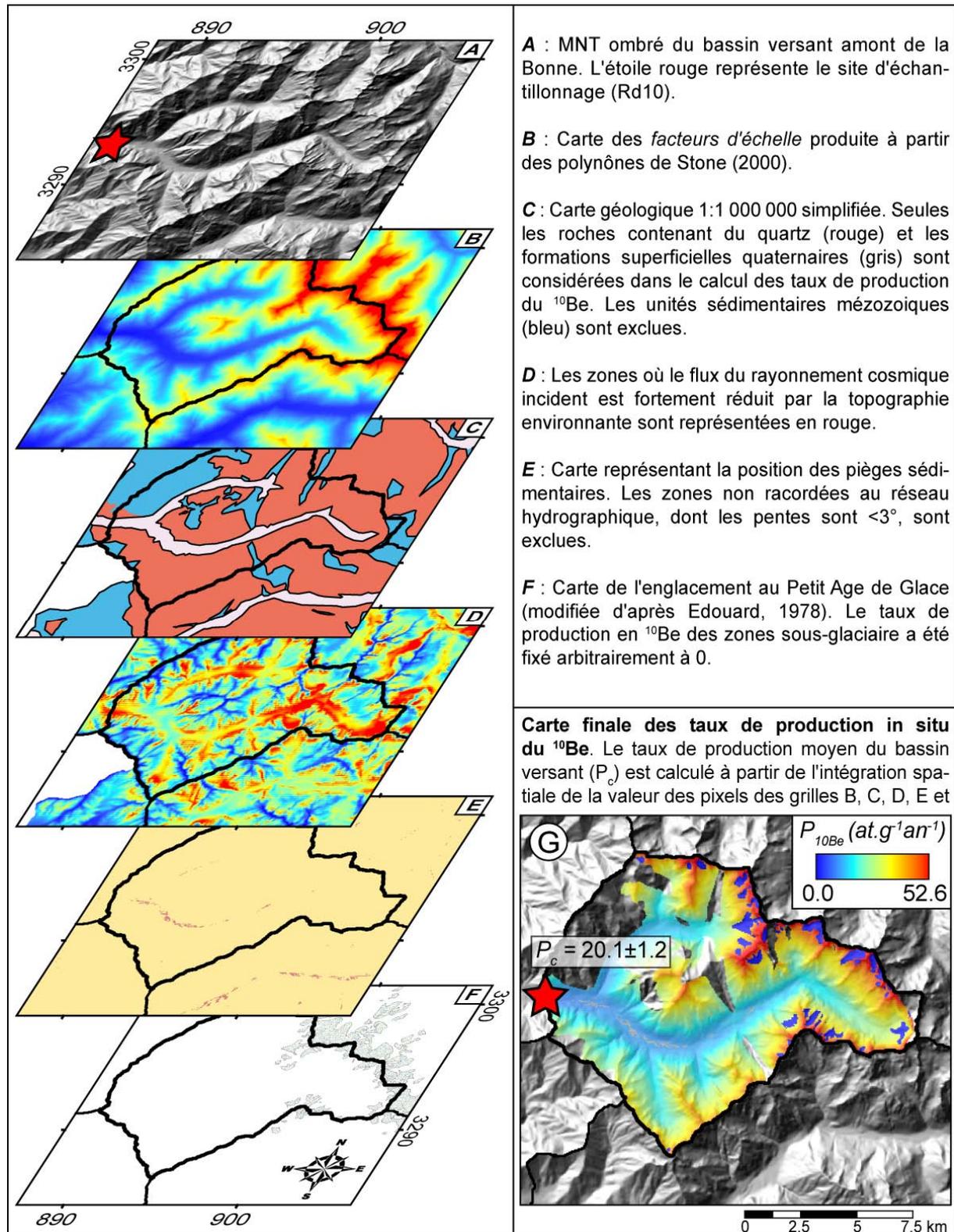


Figure 1.7. Schéma de synthèse présentant la méthode de calcul des taux de production moyen en ^{10}Be à l'échelle d'un bassin versant. Le produit des matrices B, C, D, E et F et du taux de production standard du ^{10}Be ($P_{\text{SLHL}}^{10}\text{Be}$) permet d'obtenir la carte finale des taux de production in situ du ^{10}Be .

Chapitre II :

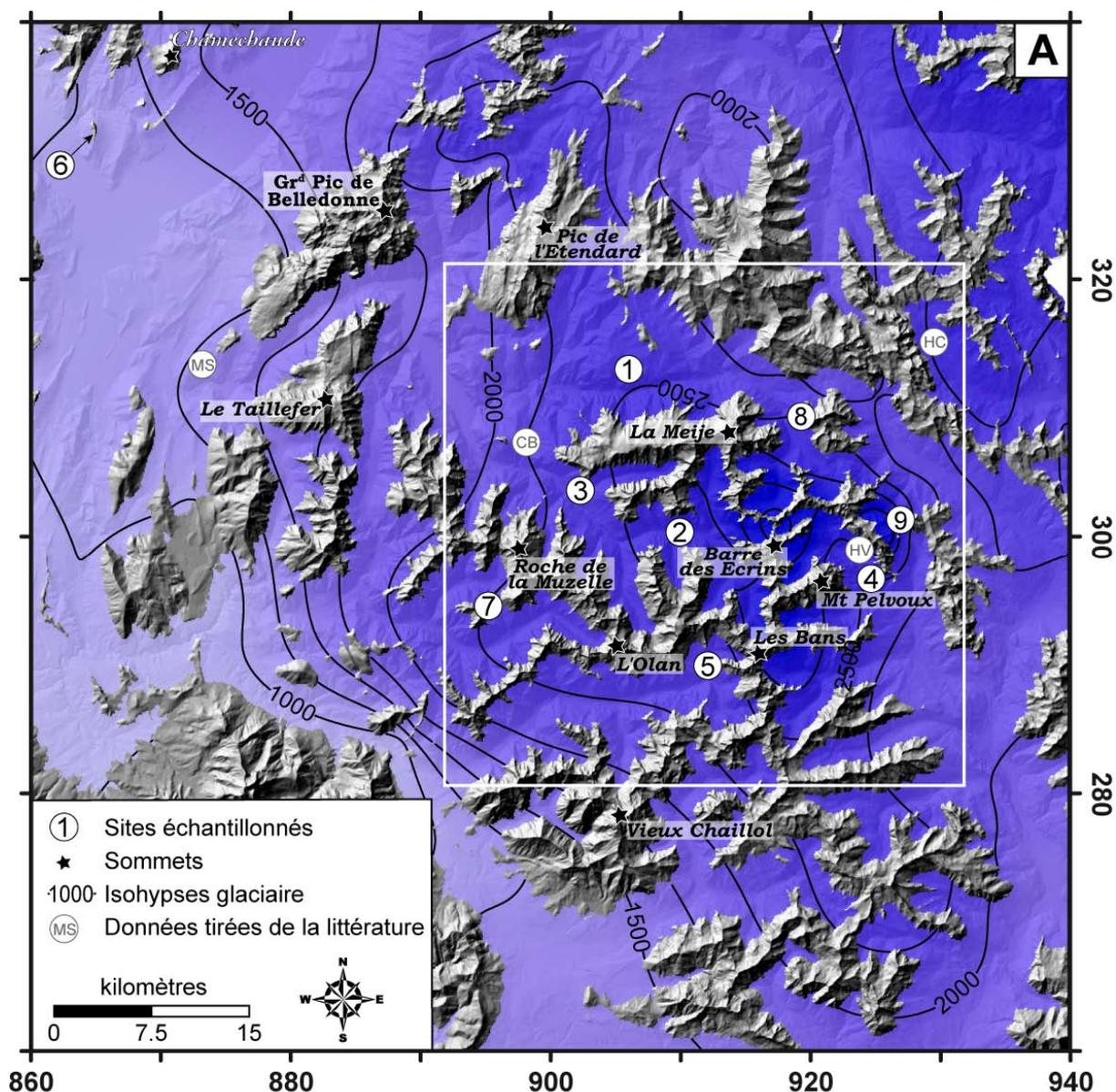
Datation des morphologies glaciaires dans le
massif des Ecrins-Pelvoux :

Apports des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be et ^{26}Al) dans la mise en place d'une
chronologie de la déglaciation dans les zones
centrales du massif.

I. Introduction

L'englacement du massif des Ecrins-Pelvoux représentait dans la deuxième moitié du XX^e siècle une superficie d'environ 100 km², plaçant ce massif au deuxième rang des massifs français les plus englacés après celui du Mont Blanc (Vivian, 1975). Les nombreuses observations des formations superficielles caractéristiques de l'avancée des glaciers dans les piedmonts alpins, telles que les moraines frontales, les remplissages fluvio-glaciaires ou les blocs erratiques, ont permis de montrer que durant les périodes glaciaires du Quaternaire les glaciers issus du massif des Ecrins-Pelvoux s'avançaient à plusieurs centaines de kilomètres à l'aval de leur positions actuelles (Monjuvent, 1978 ; Jorda et al., 2000). A l'intérieur du massif, l'observation des différentes morphologies caractéristiques du modelé glaciaire (polis glaciaires, roches moutonnées, sillons marginaux, moraines latérales, etc.) et de la localisation le long des versants de la « trimline » ont permis d'estimer l'altitude maximale atteinte par les glaciers dans les principales vallées du massif des Ecrins-Pelvoux (Beaudevin, 2000 ; Cossart, 2005). La « trimline » marque la zone de transition altitudinale au dessous de laquelle les affleurements rocheux présentent des signes évident de l'érosion glaciaire, abrasion ou arrachement, tandis qu'au dessus, les affleurements sont caractérisés par une topographie rugueuse liée à l'action des processus périglaciaires (Thorp, 1981 ; Ballantyne et al., 1997). L'interpolation spatiale à l'aide d'un Système d'Information Géographique de ces différents marqueurs de l'englacement Quaternaire a alors permis de reconstituer la topographie d'une paléosurface des principaux glaciers du massif des Ecrins-Pelvoux ; ceux des bassins glaciaires de la Romanche et du Drac (van der Beek et Bourbon, 2008) et de la Durance (Cossart, 2005). L'association de ces deux reconstitutions disponibles pour les parties Ouest et Est du massif, agrémentée de nouvelles observations de marqueurs de l'altitude atteinte par les glaciers Quaternaires, notamment dans le haut Vénéon, me permet de proposer un modèle de la paléogéographie glaciaire du massif des Ecrins-Pelvoux lors d'une phase d'englacement maximum (Most Extensive Glaciation, MEG) du Quaternaire (Figure II.1). Celle-ci met en évidence que lors de cette phase, le massif des Ecrins-Pelvoux était occupé par un vaste dôme de glace centré sur les plus hauts sommets du massif, de la Meije au nord aux Bans au sud (Figure 2.1A), qui donnait naissance à des glaciers de vallée drainés par un réseau hydrographique préexistant. L'analyse de l'hypsométrie des surfaces englacées a par ailleurs permis d'estimer que la ligne d'équilibre glaciaire (ELA) se situait alors à environ 1800 m d'altitude (van der Beek et Bourbon, 2008). Une telle reconstitution paléogéographique, d'un

dôme de glace centré sur les plus hauts sommets du massif, est également proposée pour les massifs frontaliers à la France, la Suisse et l'Italie au niveau du Mont Blanc (Florineth et Schluchter, 1998 ; Kelly et al., 2004). D'après cette même reconstitution (Figure II.1), seuls les plus hauts sommets du massif étaient, semble-t-il, hors glace, formant alors des nunataks. Cependant, puisque la reconstitution de l'emprise glaciaire dans le massif a été produite à partir de la localisation des marqueurs induits par l'érosion des glaciers de vallée, la couverture de ces sommets par des calottes de glace à base froide, au pouvoir érosif quasi nul (Hallet, 1979, Paterson, 1994) et n'ayant laissé aucune trace perceptible, ne peut être exclue. La surface occupée par les nunataks est donc certainement surestimée du fait de l'interpolation spatiale des marqueurs de l'érosion glaciaire dont l'observation est lacunaire dans la plupart des parties hautes du massif.



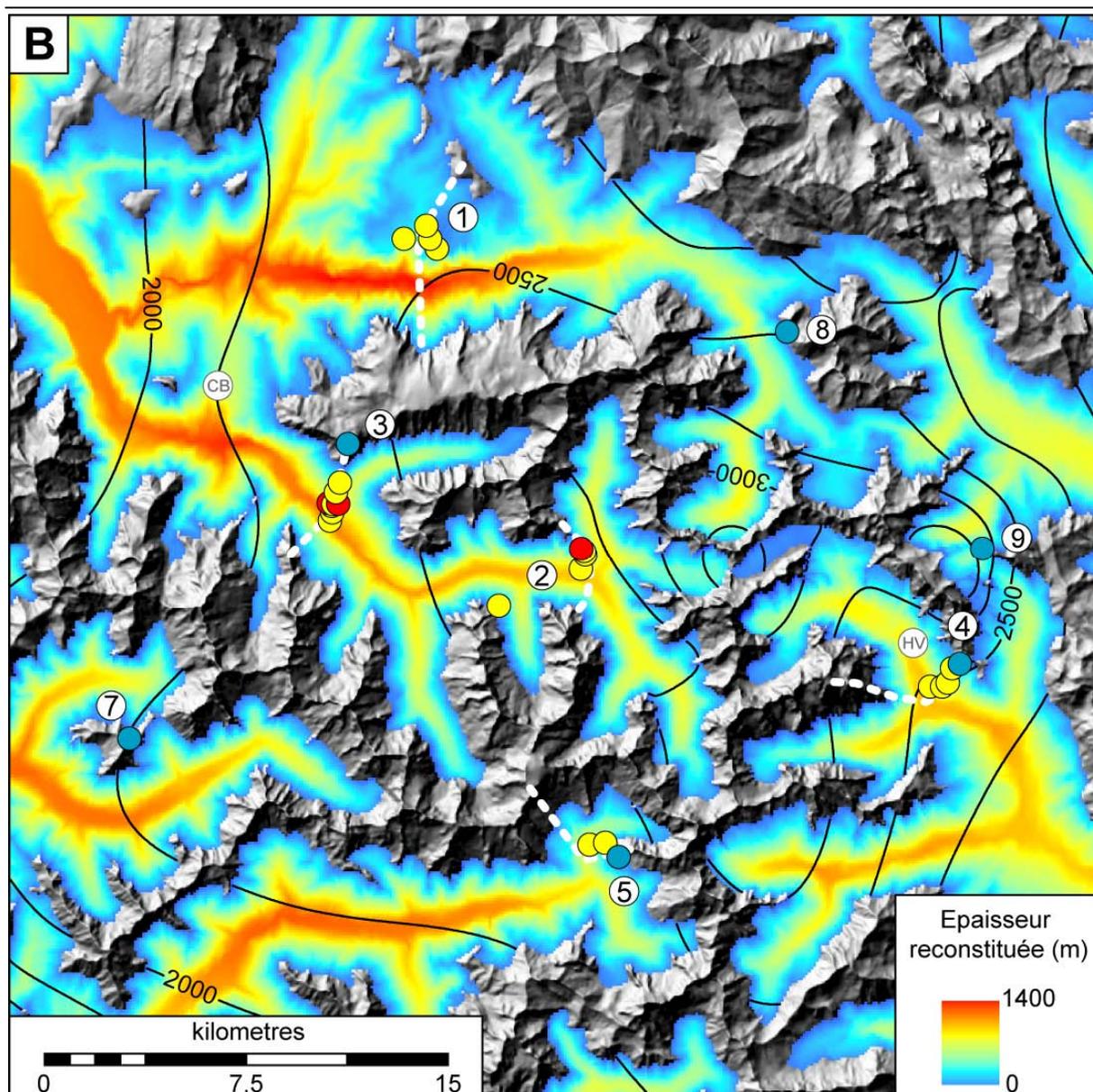


Figure II.1. Reconstitution de la paléogéographie glaciaire du massif des Ecrins-Pelvoux lors du Maximum d'Extension Glaciaire du Quaternaire extrapolée à partir des données publiées par Beaudevin (2000) ; Cossart (2005) et modifiée d'après van der Beek et Bourbon (2008). (A) La carte montre la topographie de la surface glaciaire reconstituée par interpolation spatiale (type spline, 12 plus proches voisins, facteur de tension : 0.25) des morphologies caractéristiques des formes d'érosion ou d'accumulation d'origine glaciaire observées dans le secteur d'étude. L'extrusion du modèle numérique de terrain IGN 50m à partir de la surface glaciaire reconstituée met en évidence les reliefs situés hors de la glace et correspondant à des nunataks. Les courbes noires représentent l'hypsométrie de la surface de glace avec une équidistance de 250 m ; l'intensité de la couleur bleue représente également l'altitude atteinte par cette surface. Les chiffres cirés de 1 à 9 indiquent la position des sites

d'échantillonnage ; les lettres grisées « MS » et « HV » indiquent la position des sites Mont Sec, Haute Clarée et Haute Vallouise pour lesquels des âges d'exposition au rayonnement cosmique sont disponibles dans la littérature ; « CB » fait référence à la position de la tourbière de Côte Brune. Les principaux sommets du secteur sont également représentés (polices blanches). Le cadre blanc représente l'emprise spatiale de la figure II.B. (B) Agrandissement de la figure II.A centrée sur le massif des Ecrins-Pelvoux représentant l'épaisseur de glace reconstituée par soustraction des altitudes du MNT à celles de la surface de glace. Les échantillons prélevés pour chacun des sites sont représentés par des cercles dont la couleur se réfère à la nature de la morphologie considérée (roches moutonnées en jaune, blocs erratiques en rouge, nunataks en bleu). Les pointillés blancs indiquent la position des profils topographiques présentés dans le paragraphe 3.3.2 de ce chapitre. Les courbes noires représentent les isohypses de la surface avec une équidistance de 250 m.

Alors que la géométrie au premier ordre de l'altitude maximale atteinte par les glaciers de vallée au cœur du massif des Ecrins-Pelvoux est connue, la chronologie absolue de l'occupation de ces vallées par les glaciers quaternaires et les modalités de leurs retraits jusqu'à leurs positions actuelles restent très mal connues. En effet, alors que les chronologies des avancées maximales ont été proposées pour les lobes de piedmonts des glaciers du Rhône, de l'Isère et de la Durance (de Beaulieu et Reille, 1984 ; Gidon, 1992 ; Jorda et al., 2000), seuls quelques jalons chronologiques ponctuels sont disponibles pour les vallées internes. Ces données proviennent essentiellement des études palynologiques et des datations ^{14}C de restes végétaux prélevés dans des tourbières (Muller et al., 2007 et références citées). Ainsi, aux vues de ces différentes études, il a été proposé une déglaciation « tardiglaciaire » du massif des Ecrins-Pelvoux caractérisée par une opposition nette entre le retrait précoce des appareils glaciaires du bassin durancien (~20 – 15 ^{14}C ka BP) et une persistance relativement plus longue dans les bassins du Drac, du Vénéon et de la Romanche (Cossart et al., 2008 et référence associées). De plus, en l'absence de formations morainiques plus anciennes que celles du Petit Age de Glace (PAG) dans le massif, aucune chronologie absolue des stades de retrait glaciaire n'a pu être proposée jusqu'alors. Cependant, des études récentes menées à partir de la mesure de la concentration en nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be) de roches moutonnées exposées au rayonnement cosmique depuis le retrait des glaciers de la Vallouise, de la Haute Clarée (Cossart et al., 2008 ; HV et HC, Figure II.1A) et de la Romanche (Le Roux et al., 2009 ; MS, Figure II.1A) ont apportées de nouvelles contraintes chronologiques aux modalités de déglaciation de certaines des vallées principales du massif

des Ecrins-Pelvoux. Ainsi, les résultats obtenus par Cossart et al. (2008) témoignent d'un retrait progressif des glaciers de vallée des hauts bassins versants du système Durancien depuis 28.8 ± 5.6 ^{10}Be -ka et s'achevant au cours de l'Holocène (entre ~ 10.5 et 7 ^{10}Be -ka). Ceux obtenus par Le Roux et al. (2009) montrent que le glacier de la Romanche s'est retiré de la terminaison sud des collines de Belledonne (Mont Sec ; MS, Figure II.1A) à partir de 16.6 ± 0.6 ^{10}Be -ka. Malheureusement, aux vues des localisations respectives des échantillons considérés (à haute altitude et proche des têtes de bassins versants en Vallouise et Haute Clarée, et à ~ 1100 m d'altitude et près de 80 km à l'aval des parties sommitales du massif pour le Mont Sec) il apparaît difficile d'utiliser ces seules données afin de contraindre la chronologie du retrait glaciaire dans l'ensemble du massif des Ecrins-Pelvoux.

Enfin, l'interprétation des concentrations en nucléides cosmogéniques produits *in-situ* dans le cadre de la mise en place de chronologies de retrait glaciaire dans une région particulière nécessite de vérifier un certain nombre d'hypothèses. En effet, la mesure de la concentration en nucléides cosmogéniques d'une surface permet de dater l'âge minimum du retrait glaciaire puisque l'éventuelle érosion et/ou recouvrement de cette surface depuis le retrait du glacier entraîne la sous-estimation de l'âge d'exposition réel de cette surface. Une telle interprétation nécessite également de faire l'hypothèse que lors du retrait du glacier considéré, la concentration en nucléides cosmogéniques était nulle. L'épaisseur de roche dans laquelle ont été produits les nucléides cosmogéniques lors d'une phase interglaciaire précédente (~ 3 m, considérant une densité de roche de 2.7 g cm^{-3} , cf. Introduction, Figure I) doit donc avoir été érodée par le glacier. Dans le cas contraire, la mesure de la concentration en nucléides cosmogéniques de cette surface implique le calcul d'un âge d'exposition « trop vieux ». La quantification de ces éventuels « héritages », déduite à la fois de l'obtention d'âges d'expositions visiblement « trop vieux » ou grâce à la mesure conjointe de couples de nucléides cosmogéniques ayant des taux de décroissance radioactive différents (typiquement ^{10}Be et ^{26}Al), permet dans certains cas d'estimer les variations spatiales de l'érosion engendrée par les glaciers. De telles études ont notamment été appliquées sur les glaciers de vallée issus des calottes Fennoscandiennes et d'Amérique du Nord (Briner et Swanson, 1998 ; Fabel et al., 2002 ; Li et al., 2005 ; Bierman, 2007). Les auteurs ont ainsi pu démontrer que l'érosion impliquée par certains glaciers était variable spatialement et liée aux conditions thermiques présentes à l'interface glace/roche.

Dans le massif des Ecrins-Pelvoux, le relief présente d'importantes variations morphologiques entre les vallées glaciaires profondément excavées, les zones situées à haute altitude caractérisées par des reliefs faibles (les Alpagnes) pourtant situées en dessous de la paléosurface glaciaire reconstituée, et les sommets particulièrement aigus n'ayant visiblement pas été soumis à l'érosion glaciaire (van der Beek et Bourbon, 2008). En parallèle, ce massif est soumis, au même titre que les massifs cristallins externes des Alpes, à des taux de dénudations de l'ordre du kilomètre depuis le Pliocène (Vernon et al., 2008 et références citées), atteignant $\sim 1 \text{ mm an}^{-1}$ au cours de l'Holocène (Delunel et al., 2010) et à des taux de soulèvement obtenus par des méthodes géodésiques du même ordre de grandeur (Jouanne et al., 1995 ; Kahle et al., 1997). Il est donc envisageable que la topographie actuelle ait été soumise à plusieurs cycles glaciaires / interglaciaires et que certaines zones du relief aient conservé un signal en nucléides cosmogéniques permettant de quantifier la variation spatiale des vitesses d'érosion engendrées par les glaciers quaternaires. Il serait alors possible de vérifier si les caractéristiques du relief du massif des Ecrins-Pelvoux sont liées aux variations spatiales de l'érosion glaciaire.

Ainsi, pour tenter de répondre à la question de l'éventuelle variation spatiale des vitesses d'érosion induites par les glaciers quaternaires dans le massif des Ecrins-Pelvoux mais également afin d'apporter de nouvelles contraintes temporelles afférentes aux modalités du retrait de ces glaciers depuis la fin de la dernière période glaciaire, j'ai procédé au prélèvement de plus de 30 échantillons de roche sur les différentes morphologies caractéristiques du relief afin d'en mesurer leur concentration en nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be). De plus, afin de pouvoir distinguer d'éventuels scénarios d'expositions complexes, la majorité de ces échantillons a été préparé afin de pouvoir mesurer conjointement leurs concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al . Après avoir décrit la géomorphologie des sites étudiés ainsi que la position qu'ils occupent par rapport à la reconstitution de la paléogéographie glaciaire du massif, je présenterai ensuite les résultats en identifiant ceux qui paraissent aberrants. La fin du chapitre sera ensuite consacrée à l'interprétation des concentrations mesurées en tant qu'âges d'exposition des surfaces relatives au retrait des glaciers dans les sites considérés. Je comparerai enfin mes résultats obtenus sur les morphologies glaciaires du massif des Ecrins-Pelvoux au contexte climatique global généralement admis lors de la transition entre la dernière période glaciaire et l'Holocène.

II. Stratégie d'échantillonnage et principaux sites étudiés

1. Stratégie d'échantillonnage

Les échantillons de roche ont été prélevés principalement le long de cinq profils verticaux répartis à travers le massif des Ecrins-Pelvoux (Figure II.1). Le long de ces profils, plusieurs échantillons ont systématiquement été prélevés en dessous de la trimline, sur des roches polies et/ou moutonnées, afin de suivre l'évolution des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al de ces affleurements rocheux caractéristiques de l'érosion glaciaire. Dans la mesure du possible, les échantillons ont été prélevés depuis le bas du versant jusqu'à la limite supérieure où affleurent ces morphologies particulières. Pour deux des profils verticaux, des blocs erratiques ainsi que les surfaces montrant des signes d'érosion glaciaire sur lesquelles ils reposent ont été échantillonnés afin de quantifier l'éventuel héritage en isotopes cosmogéniques de ces surfaces. Lorsque les parties hautes du versant étaient accessibles, un échantillon a également été prélevé au dessus de la trimline, afin de comparer sa concentration à celles obtenues pour les morphologies glaciaires situées à l'aval. Les versants sélectionnés pour être échantillonnés le long de profils verticaux ont été choisis en considérant la qualité des affleurements qu'ils présentaient, la netteté de la zone de transition entre les affleurements soumis à l'érosion glaciaire et ceux affectés par des processus périglaciaires ainsi que pour leur accessibilité. De même, l'échantillonnage a toujours été réalisé sur les parties hautes des affleurements et sur la section la plus inclinée afin de limiter au mieux l'accumulation durable et épaisse de neige. D'autres échantillons, également situés sur les parties hautes du relief au niveau de sommets ou de lignes de crêtes ne portant aucune trace d'érosion glaciaire significative et caractérisée par une topographie rugueuse témoin de l'efficacité des processus périglaciaires, ont été prélevés sur des sites ponctuels, non associés à un profil vertical. Ces échantillons ont été collectés afin d'estimer l'éventuelle variation au sein du massif de la concentration en isotopes cosmogéniques produits *in-situ* de ces morphologies caractéristiques de nunataks : des sommets non-englacés et situés au dessus des glaciers de vallée lors des phases d'englacement du massif (Figure II.1). Enfin, deux échantillons récoltés sur des blocs erratiques situés sur le Néron (Figure II.1A) viennent compléter la collection d'âges d'exposition présentés dans ce chapitre afin d'estimer l'âge de la déglaciation de l'ombilic grenoblois. Chacun des sites étudiés dans ce chapitre sera présenté succinctement dans le paragraphe suivant ; néanmoins, pour ne pas alourdir inutilement ce manuscrit, les

informations relatives à la localisation géographique des échantillons, de leur nature lithologique ainsi que celles qui ont trait aux facteurs d'écrantage topographique et à l'épaisseur des échantillons sont présentées dans les tableaux 2 et 3, situés dans l'annexe 1.

2. Présentation des sites étudiés

2.1. Le plateau d'Emparis

Le site du plateau d'Emparis (1, Figure II.1), est situé immédiatement au nord de la Romanche, à l'aplomb de la gorge de Malaval où la rivière s'est profondément encaissée entre le village de la Grave en amont et le barrage du Chambon en aval. Le plateau forme une zone de faible relief à une altitude moyenne d'environ 2400 m où la couverture sédimentaire, essentiellement jurassique, a été en grande partie décapée conformément à la paléosurface anté-triasique, laissant affleurer le socle cristallin, des gneiss, au niveau des lacs Lérié, Noir, Cristallin et des Moutières. Les dépôts glaciaires qui ont été observés au niveau du plateau d'Emparis (Beaudevin, 2000) ainsi que la reconstitution de la paléosurface glaciaire (Figure II.1) indiquent que pendant la dernière période glaciaire, le plateau était complètement recouvert par la glace provenant en partie de la Haute Romanche mais surtout du dôme glaciaire du massif de la Meije, situé quelques centaines de mètres au sud du plateau (Figure II.1B, Figure II.2). L'altitude atteinte par la surface du glacier est estimée à environ 2500 m dans le secteur du plateau d'Emparis. L'emprise glaciaire importante du plateau est également mise en évidence par la présence de roches moutonnées sculptées dans les roches du socle cristallin. Celles-ci forment d'ailleurs, à l'ouest des lacs, un bombement topographique dépassant d'une quinzaine de mètres la couverture sédimentaire qui, du fait d'une moindre résistance à l'érosion, présente simplement un relief mou (Figure II.2). Deux des échantillons prélevés sur le plateau d'Emparis ont été collectés à 2455 m sur des roches moutonnées au niveau de ce bombement topographique (Rd 12 et Rd 13 ; Figure II.2). Les deux autres échantillons (Rd14 et Rd15 ; Figure II.2) ont été prélevés quelques dizaines de mètres plus à l'ouest, respectivement à 2360 et 2245 m d'altitude, au niveau d'une dépression formée dans le plateau par le vallon du Rif Tort. Ce dernier possède un plancher particulièrement plat (lac des Moutières) et sa rive gauche présente un profil caractéristique d'une auge glaciaire indiquant que ce vallon ait pu être emprunté par un courant de glace descendant du plateau (Figure II.1B, Figure II.2).

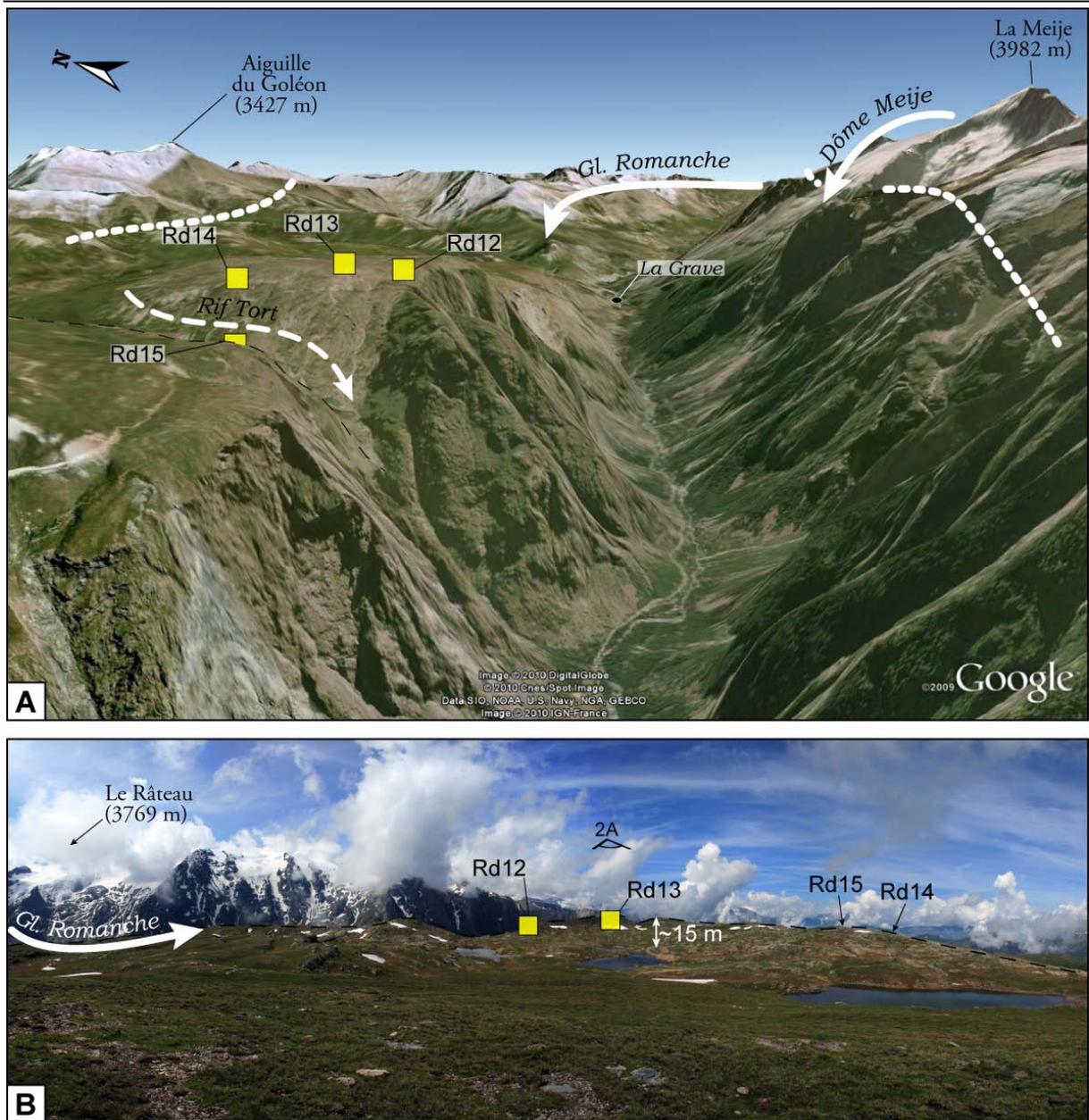


Figure II.2. Localisation des échantillons prélevés sur le plateau d'Emparis et contexte géomorphologique du secteur. (A) Représentation 3D à partir de Google™ Earth de la situation et de la topographie du plateau d'Emparis par rapport celles du massif de la Meije et de la vallée de la Romanche au niveau de la gorge de Malaval, vue vers l'est. Les flèches représentées en traits pleins blancs indiquent la provenance ainsi que la direction des flux de glace principaux. Les traits blancs intermittents situés sur le flanc nord du massif de la Meije et à l'extrémité nord du plateau indiquent le niveau minimum atteint par le glacier, reconstitué à partir de l'interpolation des trimlines observables à l'amont du village de la Grave. La flèche blanche en pointillés représente la position éventuelle d'un courant de glace initié par l'englacement du plateau d'Emparis et ayant donné au Rif Tort sa morphologie caractéristique. Les carrés indiquent la position des échantillons, leurs couleurs se réfèrent à

la morphologie des affleurements, ici se sont des roches moutonnées. (B) Photographie prise depuis le plateau d'Emparis dans la direction opposée à la figure II.2A. Le relief caractéristique du plateau ressort bien et contraste fortement avec celui du massif de la Meije, qui apparaît en second plan au niveau du sommet du Râteau qui représente l'un des points culminants. La position des échantillons prélevés est également indiquée. La double flèche blanche donne un repère (~15 m) quant à l'intensité du relief formé par le bombement topographique où affleurent les roches du socle cristallin et sur lequel les roches moutonnées ont été prélevées. La distance horizontale séparant le village de la Grave à la verticale de la prise de vue est d'une dizaine de kilomètres.

2.2 Le Haut Vénéon : la Tête de la Maye

Le site de la Tête de la Maye (2, Figure II.1) se situe sur la commune de la Bérarde, dans la partie amont du bassin versant du Vénéon, à proximité immédiate des plus hauts sommets du massif (La Meije, le Dôme de Neige et la Barre des Ecrins, l'Ailefroide, les Bans). Il se situe en rive droite du vallon des Etançon, au niveau de sa confluence avec les vallons de Bonne Pierre à l'est et de la Pilatte au sud (Figure II.3). La Tête de la Maye culminant à 2518 m d'altitude, représente le sommet granitique (granite de la Bérarde) d'un épaulement rocheux d'origine glaciaire formé sur le versant sud-est de la Tête du Rouget, à la confluence des glaciers des Etançons et de la Pilatte, dont la surface atteignait ici environ 2700 m d'altitude (Figure II.1, Figure II.3). Les versants Est et Sud de la Tête de la Maye présentent une morphologie caractéristique des versants d'auges glaciaires, polis par l'érosion engendrée par les glaciers des Etançons et de la Pilatte, respectivement (Figure II.3). Trois échantillons ont été prélevés sur la partie haute du versant sud de la Tête de la Maye (Rd25, Rd26 et Rd28 ; Figure II.3), entre 2455 et 2518 m d'altitude. Deux de ces échantillons ont été prélevés sur des affleurements rocheux en place, présentant des signes évidents d'abrasion glaciaire, le troisième (Rd28 ; Figure II.3) a été prélevé sur un bloc erratique massif déposé légèrement en contrebas du sommet. Le dernier échantillon (Rd27 ; Figure II.3) prélevé le long de ce profil vertical a été collecté à 1865 m d'altitude dans le tiers inférieur du versant sud de la Tête de la Maye, à quelques dizaines de mètres au dessus des talus d'éboulis qui en scellent le pied, sur un affleurement rocheux présentant également une morphologie typique d'un poli glaciaire. Enfin, un dernier échantillon (Rd54 ; Figure II.1) prélevé à quelques centaines de mètres à l'ouest de la Tête de la Maye, à 2630 m d'altitude sur l'épaulement rocheux situé en contrebas de l'Aiguille des Etages, en rive gauche de la confluence entre le vallon des Etages et la vallée du Vénéon, est associé à l'étude de ce site du fait de sa relative proximité.

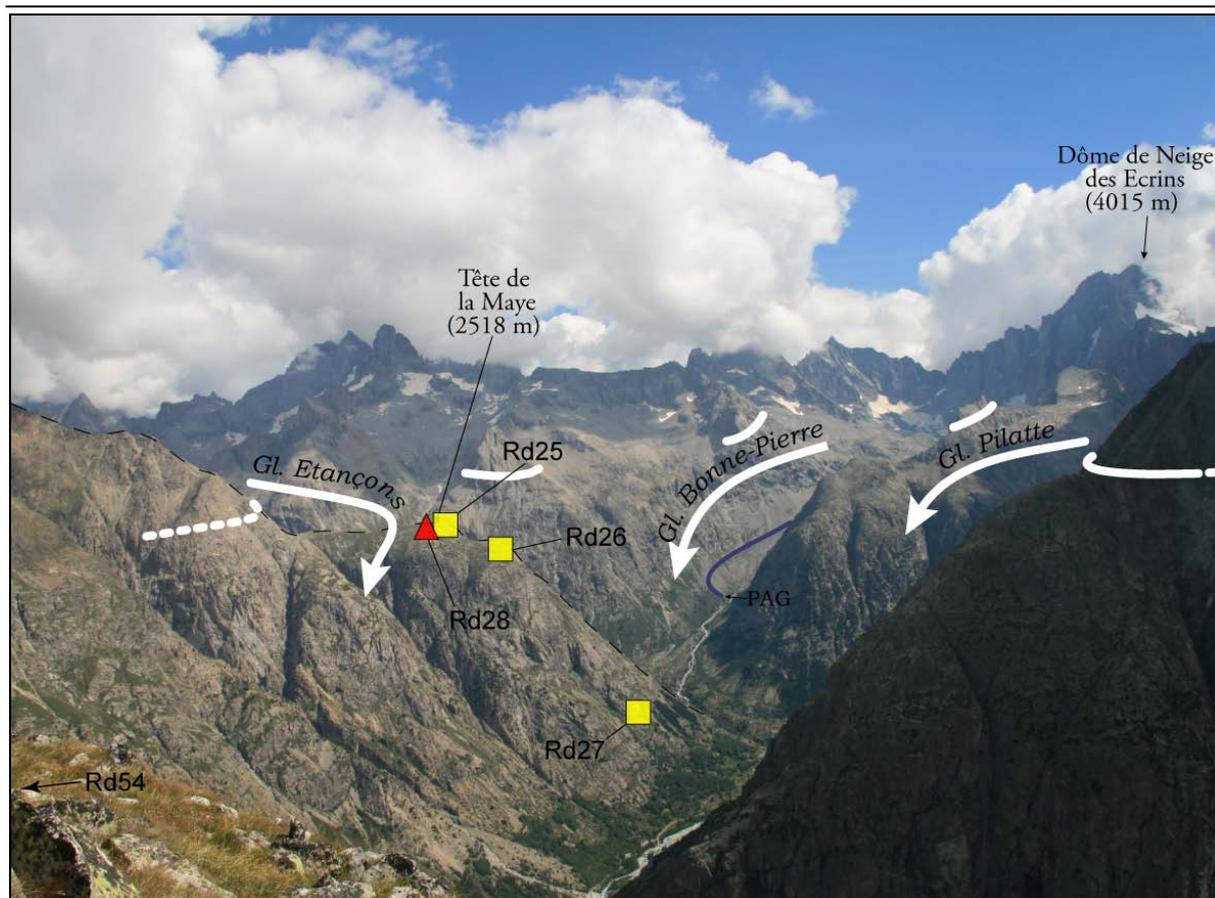


Figure II.3. Localisation des échantillons prélevés sur la Tête de la Maye et l'Aiguille des Etages et contexte géomorphologique du Haut Vénéon lors du MEG. Les échantillons prélevés le long du profil vertical effectué sur la Tête de la Maye sont représentés par des formes et des couleurs différentes selon leur nature morphologique (le code couleur est identique de celui utilisé sur la figure II.1B) ; la position de l'échantillon prélevé au sommet de l'épaule rocheux marquant l'extrémité nord de la rive gauche du bassin versant des Etages (Rd54, cf. manuscrit), non visible sur cette photographie, est indiquée par une flèche. Les flèches blanches représentent la provenance ainsi que la direction des principaux flux de glace initiés au niveau des plus hauts sommets du massif qui forment les lignes de crêtes sommitales des trois bassins versants qui confluent au niveau du village de la Bérarde (non visible sur cette photographie), en contrebas de la Tête de la Maye. Le cordon morainique PAG du glacier de Bonne Pierre est représenté par la ligne violette. Les lignes blanches continues représentent la position observée de la trimline, celle représentée en pointillés renvoie à sa localisation probable estimée à partir de la physionomie des affleurements rocheux visiblement érodés par l'écoulement du glacier. Les lignes blanches permettent de bien visualiser l'altitude minimale atteinte par la surface glaciaire au niveau du Haut Vénéon et d'imaginer qu'alors cette vallée était occupée par un fleuve de glace épais de plus d'un

kilomètre (Figure II.1B). Notez enfin la différence nette entre la topographie arrondie et douce des affleurements rocheux situés sous cette paléo surface de glace et l'aspect aigu et rugueux des crêtes rocheuses, visibles en arrière plan, qui dépassaient alors du glacier en formant des nunataks. Le sommet du Dôme de Neige des Ecrins se situe à une distance horizontale d'environ 8 km du site de prise de vue de la photographie.

2.3. Le Vénéon à Saint Christophe en Oisans

Le site pour lequel le plus grand nombre d'échantillons a été prélevé est situé à l'aval du village de Saint Christophe en Oisans (3 ; Figure II.1), le long d'un versant rocheux situé à l'aplomb d'un verrou glaciaire qui caractérise la zone de confluence entre le vallon du Diable et la vallée principale du Vénéon, à l'amont de l'ombilic du Plan du Lac. Ce versant, formé essentiellement dans les gneiss de Saint Christophe dans sa partie basse et de la Lavey au niveau de la Tête de la Toura, possède une morphologie d'origine glaciaire nette, une alternance de pentes convexo-concaves présentant de nombreux affleurements de roches moutonnées, entre les altitude 1400 m et 2300 m. Au dessus de cette altitude, les pentes se redressent et la topographie devient plus rugueuse et découpée en compartiments rocheux dont les affleurements présentent un aspect très fracturé et altéré. La topographie du versant ne présente pas une rupture de pente franche, caractéristique d'un épaulement rocheux, mais la disparition progressive des morphologies associées à l'érosion glaciaire nous laisse envisager que la surface du glacier du Vénéon, recevant quelques centaines de mètres en amont le flux provenant du glacier de la Muande, atteignait ici une altitude d'environ 2300 m (Figure II.4). Huit des échantillons ont été prélevés dans la partie basse du versant, entre 1410 m et 2080 m d'altitude, sur des roches moutonnées (Rd16 à Rd21 ; Figure II.4) ainsi que sur deux blocs erratiques de granite (Rd23 et Rd 24 ; Figure II.4) déposés dans des zones de plus faible pente. Un dernier échantillon (Rd22 ; Figure II.4) a été prélevé à 2885 m d'altitude à proximité de la Tête de la Toura, sur une ligne de crête caractérisée par des affleurements rocheux complètement déchiquetés par l'action des processus périglaciaires. Il faut enfin noter que l'échantillonnage de ce profil vertical s'est concentré sur la crête rocheuse qui marque la confluence entre le vallon du Diable et la vallée du Vénéon car toute la partie du versant située immédiatement à l'Ouest est concernée par un important tassement rocheux dont les lignes de ruptures secondaires parallèles au versant sont visibles sur le terrain (Figure II.4).

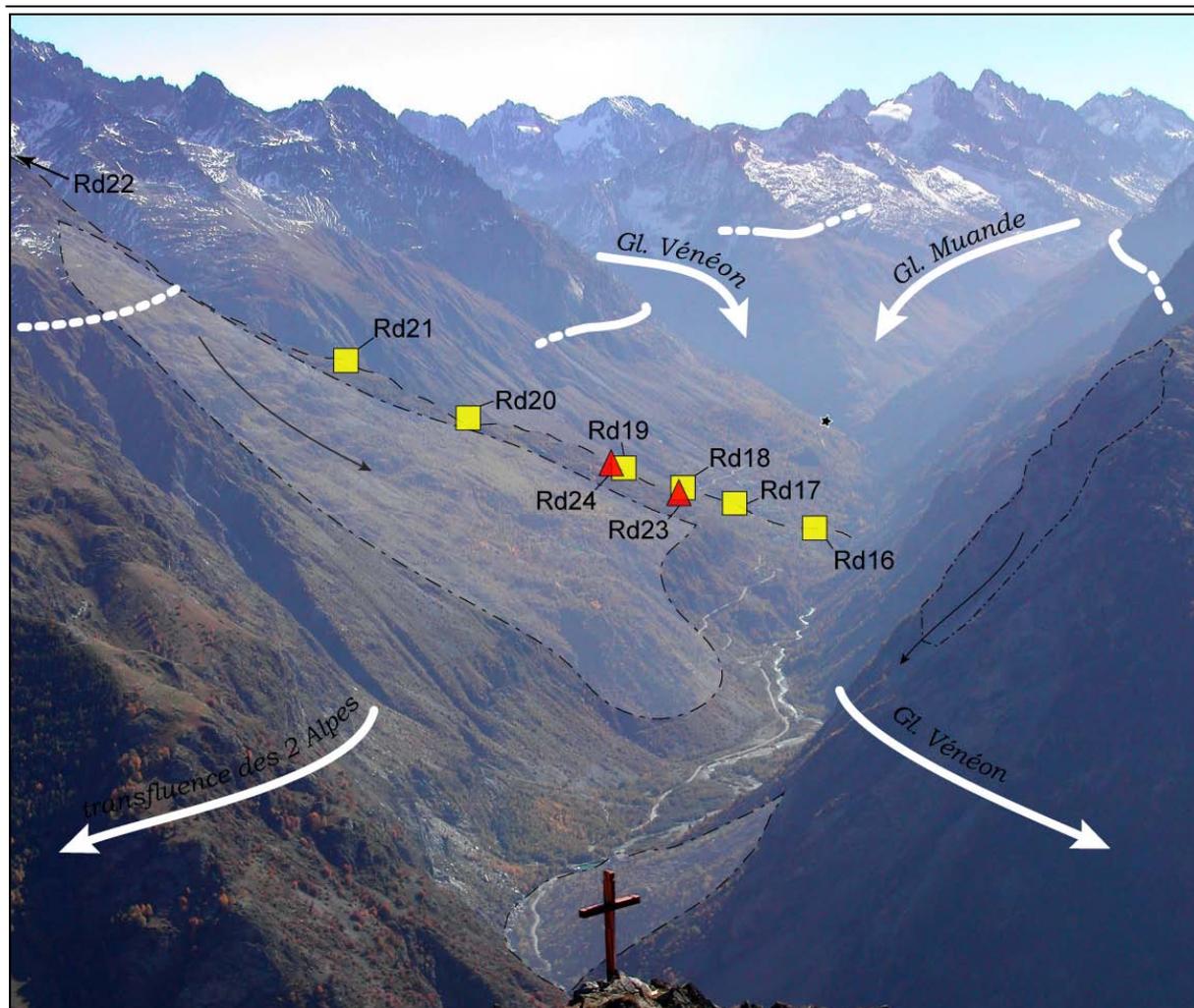


Figure II.4. Contexte géomorphologique de la vallée du Vénéon, entre le hameau de Champhorent situé au niveau de la confluence du vallon de la Muande avec la vallée du Vénéon et le Plan du Lac (sommet de la croix) photographié depuis le sommet de Pied Moutet (2389 m) et localisation des échantillons récoltés le long du profil vertical réalisé à Saint Christophe en Oisans (le village est situé derrière l'échantillon Rd18). La position des échantillons est de nouveau indiquée par les formes géométriques de couleurs différentes se rapportant à la nature des morphologies considérées. La position de l'échantillon Rd22, récolté au niveau de l'Aiguille de la Toura, est indiquée par une flèche. La ligne représentée en pointillés noirs reliant les échantillons permet de faire ressortir la crête rocheuse qui marque la confluence entre le vallon du Diable, provenant de la partie gauche de la photographie (une partie de la rive gauche de ce vallon est identifiable entre les notations Rd21 et Rd22), et la vallée du Vénéon. La base de cette ligne de crête rejoint le talweg du Vénéon au niveau de la notation Rd16, où ce dernier a incisé une gorge au travers d'un verrou rocheux d'origine lithologique, formé ici en raison du contact anormal entre les gneiss de Saint Christophe et ceux de la Lavey. L'écoulement de glace provenant du Haut Vénéon,

augmenté de celui provenant du vallon de la Muande (flèches blanches), et dont la surface atteignait le niveau indiqué par les lignes blanches représentées de part et d'autre de la vallée, se retrouvait certainement freiné au niveau du verrou rocheux. Immédiatement à l'aval de ce verrou, le Plan du Lac correspond à un ombilic de surcreusement glaciaire comblé par les sédiments fluviatiles depuis le retrait du glacier du Vénéon. Au premier plan de la photographie, les flèches blanches signalent que le glacier du Vénéon émettait une langue de glace vers la vallée de la Romanche par l'intermédiaire de la vallée suspendue des Deux-Alpes. La photographie met également en évidence deux secteurs affectés par des processus gravitaires (surfaces grisées entourées par un liseré noir en pointillé) ; le versant situé en rive droite du Vénéon en contrebas de la Tête de la Toura, sujet à un processus de tassement rocheux lent, et celui situé en rive gauche du Vénéon, où un compartiment rocheux de la crête ouest du Sommet du Cloutet, non visible sur la photographie, s'est écroulé et a formé le dépôt chaotique dit du Gros Clapier qui clôt l'extrémité aval du Plan du Lac. La distance séparant le hameau de Champhorent (étoile noire) à l'extrémité aval du Plan du Lac représente une distance horizontale d'environ 7,5 km.

2.4. La Tête de la Draye à Ailefroide

L'épaulement rocheux de la Tête de la Draye (4 ; Figure II.1) est situé en rive gauche du torrent de Saint Pierre, à l'aplomb du hameau d'Ailefroide appartenant à la commune de Pelvoux. Ce site présente de grandes similitudes de par sa morphologie, avec celui de la Tête de la Maye décrit précédemment. En effet, la Tête de la Draye culminant à 2077 m d'altitude (Figure II.5) correspond à la base d'un épaulement rocheux qui domine le flanc de l'auge glaciaire formée par le glacier de Vallouise (glacier émissaire majeur du glacier durancien résultant de la confluence du glacier Blanc et du glacier Noir), au droit de sa confluence avec le vallon de Celse Nière. Ce système glaciaire majeur du massif des Ecrins-Pelvoux recevait l'ensemble des glaciers issus de la façade orientale des hauts sommets tels que la Barre des Ecrins, le Mont Pelvoux et l'Ailefroide (Figure II.1, Figure II.5). L'auge glaciaire à proprement parler, caractérisée par l'affleurement quasi continu d'un poli glaciaire particulièrement bien conservé sur une lithologie granitique, s'étend depuis le torrent de Saint Pierre (~1500 m) jusqu'à la Tête de la Draye, tandis que la topographie de la crête de la Roche du Fraysse, également granitique, qui relie la Tête de la Draye à la base du sommet de la Cime du Paillon (2790 m) est celle d'un épaulement rocheux d'origine glaciaire occupé par une succession de roches moutonnées (Figure II.5). Le changement assez brutal de la

topographie au dessus de 2500 m, la disparition des morphologies glaciaires et l'apparition d'affleurements rocheux plus altérés et d'aspect chaotique signalent que la surface du glacier de Vallouise devait atteindre cette altitude lors d'une phase d'englacement maximum (Figure II.5). La Cime du Paillon ainsi que les lignes de crête sommitales alentours devait alors se situer au dessus de cette surface de glace, en position de nunatak (Figure II.1, Figure II.5). La morphologie des affleurements rocheux de ces zones confirme une telle situation. Quatre échantillons (Rd32 à Rd35) ont été prélevés entre 1770 m et 2410 m d'altitude sur des morphologies glaciaires de type roches moutonnées ou poli glaciaire et un échantillon (Rd31) a été collecté à 2515 m d'altitude en contrebas de l'Aiguille du Grand Saint Pierre sur une ligne de crête, au sud-est de la Cime du Paillon (Figure 5).

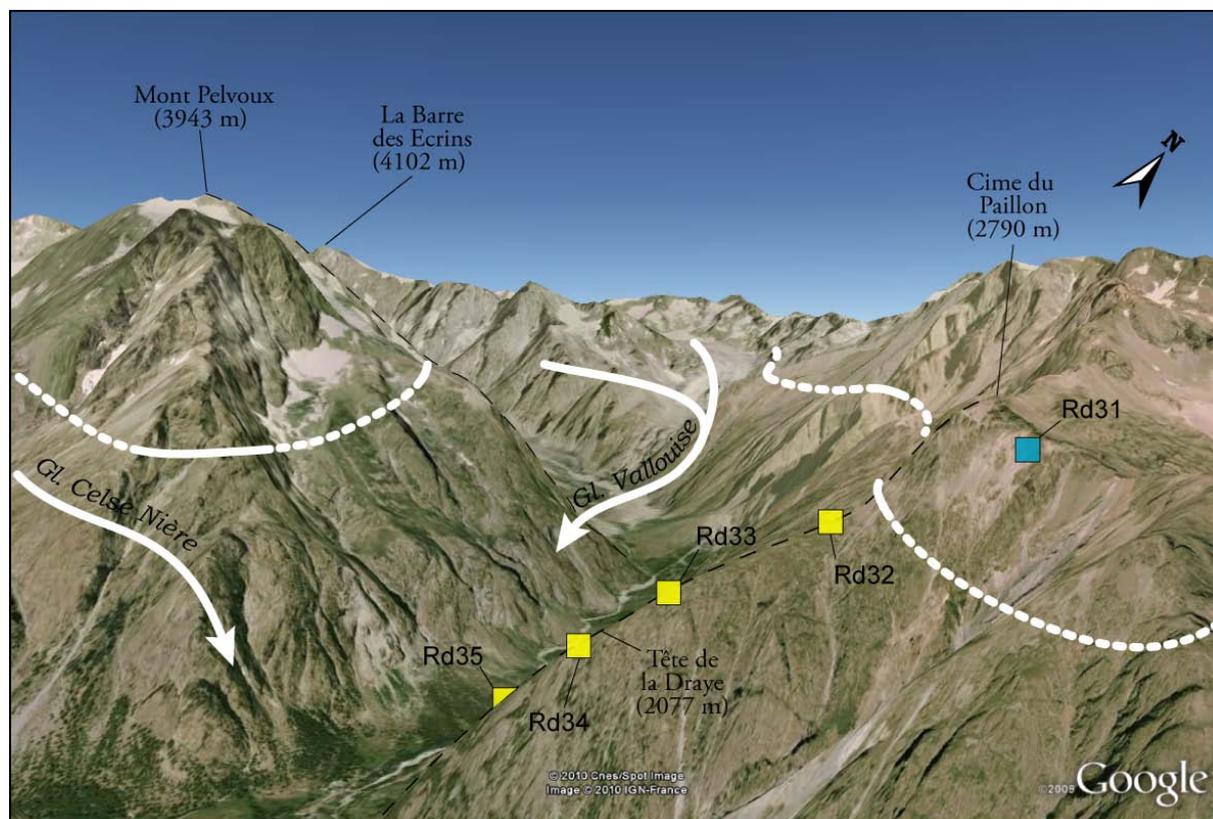


Figure II.5. Représentation 3D, vue vers le nord-ouest, de la géomorphologie du vallon du Saint Pierre (bassin versant amont de la Gyronde) à partir de Google™ Earth et localisation des échantillons prélevés le long du profil vertical de la Tête de la Draye. Les flèches blanches représentent les principaux écoulements de glace depuis leurs zones d'alimentation situées au niveau des hauts sommets de la Barre des Ecrins et du Pelvoux. Le glacier de la Vallouise, alimenté par les bassins du glacier Blanc (rive gauche) et du glacier Noir, devait alors atteindre le niveau représenté par les lignes blanches correspondant à la position de la trimline, identifiée sur le terrain (ligne pleine) ou estimée par interpolation là où celle-ci

n'est pas observable (segments en pointillés). Le bassin d'alimentation du glacier de Celse Nière qui conflue avec le glacier de la Vallouise au niveau de la Tête de la Draye, n'est pas visible sur cette représentation. La nature des morphologies sur lesquelles ont été prélevés les échantillons est identifiable grâce au code couleur définie dans la figure II.1A. Notez que la topographie correspondant à la partie du versant où ont été prélevés les échantillons Rd32 et Rd33 (la Crête de la Roche du Fraysse) apparaît sur cette figure plus pentue qu'elle ne l'est en réalité en raison de la perspective induite par la prise de vue. Pour une visualisation des distances représentées sur cette figure, les sommets de la Barre des Ecrins et de la Cime du Paillon sont séparés par une distance d'environ 9 km.

2.5. La Haute Séveraisse au niveau du vallon du Gioberney

Le site étudié dans le vallon du Gioberney (5 ; Figure II.1) est situé au nord de la partie amont de la haute vallée de la Séveraisse, également nommée Valgaudemar, un des principaux affluents du système glaciaire du Drac qui drainait l'ensemble de la partie sud-ouest du massif des Ecrins-Pelvoux. Ce vallon, où affleurent principalement les gneiss de la Lavey, est situé à des altitudes toujours supérieures à 1500 m d'altitude et correspond à une succession de cirques glaciaires en vans, coalescents et encadrés par des lignes de crêtes rocheuses qui relient des sommets situés à plus de 3000 m d'altitude (le Pic des Aupillous, les Bans, le Mont Gioberney, les Pics du Says, les Rouies, la Pointe de la Muande ; Figure II.1). De part et d'autre du vallon, au niveau de sa confluence avec la vallée principale de la Séveraisse qui était occupé lors de la dernière période glaciaire par le glacier provenant du Sirac au sud et de ces vallons émissaires de Vallonpierre, Chabournéou et des Aupillous, ont été sculptés deux épaulements glaciaires très caractéristiques, l'un en rive droite sur la crête descendant du Pic du Lauzon, l'autre en rive gauche au pied de la crête de la Chauvetanne (Figure II.6). La rive gauche du vallon du Gioberney présente ainsi une morphologie typique d'un épaulement rocheux d'origine glaciaire où affleurent de nombreuses roches moutonnées jusqu'à une rupture de pente franche située à environ 2300 m à partir de laquelle les affleurements ne présentent plus d'évidence d'érosion glaciaire (Figure II.6). La surface du glacier devait donc se situer à une altitude proche de celle-ci.

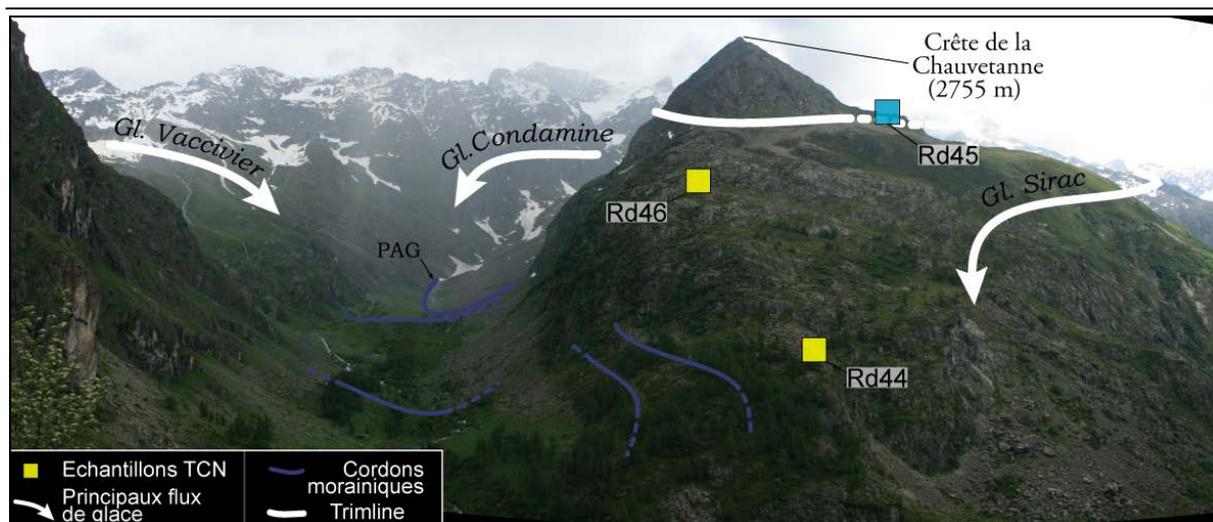


Figure II.6. Panorama représentant la morphologie de l'épaule rocheuse reliant le flanc de l'auge glaciaire du Gioberney à la crête de la Chauvetanne et la localisation des cordons morainiques observés au fond du vallon de la Condamine. Les échantillons récoltés le long du profil vertical sont représentés conformément au code couleur associé à la nature de la morphologie sur laquelle ils ont été prélevés. Les principaux écoulements glaciaires ayant joué un rôle morphogénétique dans ce secteur sont représentés par les flèches blanches. Ceux-ci ont d'ailleurs considérablement impacté le relief, comme en témoigne la trimline facilement identifiable au pied de la crête de la Chauvetanne (ligne blanche). La marge proglaciaire actuelle du glacier de la Condamine se situe à l'amont de la moraine du PAG. Notez enfin la relative proximité du site de prélèvement de l'échantillon Rd44 par rapport au cordon morainique supérieur plaqué sur le flanc de l'auge glaciaire du Gioberney. Celui-ci marque vraisemblablement une phase d'avancée glaciaire ayant suivie de peu la mise à l'exposition de la roche moutonnée sur laquelle cet échantillon a été collecté. Pour une idée des échelles représentées sur cette figure, l'auge glaciaire du Gioberney est large d'environ 1 km.

Deux échantillons ont été prélevés sur des roches moutonnées présentes sur cet épaulement (Rd44 et Rd46 ; Figure II.1, Figure II.6) à des altitudes de 1785 m et 2115 m, correspondant respectivement au flanc de l'auge glaciaire du glacier de la Condamine pour l'échantillon situé le plus bas et au replat dominant l'épaulement glaciaire pour le second. Un troisième échantillon (Rd45 ; Figure II.6) a enfin été prélevé au dessus de la trimline, sur une crête rocheuse visiblement non érodée par le flux glaciaire principal, en contrebas de la crête de la Chauvetanne à 2355 m d'altitude. Enfin, il faut noter la présence de cordons morainiques dans le haut vallon du Gioberney, à l'aval de la marge proglaciaire actuelle du glacier de la

Condamine et de son avancée lors du Petit Age de Glace (PAG ; Figure II.6). Ceux-ci témoignent certainement de phases d'avancées du glacier lors du Tardiglaciaire, vue la position qu'ils occupent dans le vallon et l'état avancé de leur couverture végétale (Figure II.6) ; si tel est le cas, il s'agirait alors d'un des rares vestiges de moraines datant du Tardiglaciaire dans la partie ouest du massif des Ecrins-Pelvoux, avec celles des Ougiers dans le Vénéon (cf. Delunel et al., in press, annexe 2) et de la Chalp située dans le Valjouffrey (Monjuvent, 1978).

2.6. Sites d'échantillonnage ponctuels de crêtes rocheuses

Trois sites supplémentaires ont été échantillonnés au niveau de crêtes rocheuses sommitales présentant des morphologies caractéristiques de nunataks (7, 8 et 9 ; Figure II.1). Ces échantillons (Rd29, Rd42 et Rd43 ; Figure II.7) ont tous été récoltés à des altitudes supérieures à 2700 m, systématiquement au dessus de l'altitude supposée atteinte par les glaciers occupant les vallées principales au droit de chacune des zones étudiées. L'échantillon Rd42 (7, Figure II.1) a été prélevé à 2610 m d'altitude sur la crête sommitale granitique du Pic de Valsenestre (Figure II.7A), située entre les vallons de Valsenestre au nord et du haut Valbonnais au sud, dont les glaciers participaient à l'alimentation du système glaciaire du Drac. L'échantillon Rd43 (8, Figure II.1) a été collecté dans le massif granitique du Combeynot à une altitude de 2710 m sur la crête qui relie la Pyramide de Laurichard à l'ouest au Roc Noir de Combeynot à l'est (Figure II.7B). Ce massif est situé immédiatement à l'amont du col du Lautaret, au niveau de la zone de transition entre le système glaciaire de la Romanche qui s'écoulait vers l'ouest et celui de la Durance qui occupait alors la vallée de la Guisanne vers l'est, puis celle de la Durance vers le sud. Un dernier échantillon (Rd29 ; 9, Figure II.1 ; Figure II.7C) a quant à lui été prélevé sur la Crête des Grangettes à 2700 m d'altitude sur un affleurement de gneiss. Ce site d'échantillonnage se situe en rive gauche du vallon de Séguret Foran, quelques dizaines de mètres au dessus de la moraine formée lors du PAG par le glacier homonyme alimenté par le dôme glaciaire de Monêtier et ayant fait partie du système glaciaire de la Durance. Malgré la proximité immédiate du glacier de Séguret Foran et la faible différence d'altitude entre la moraine PAG et le site échantillonné (≤ 100 m), la crête ne conserve pas de signes évidents d'érosion glaciaire ; il semblerait donc que le Col des Grangettes (2684 m) n'ait jamais été emprunté par une langue diffluente du glacier local.

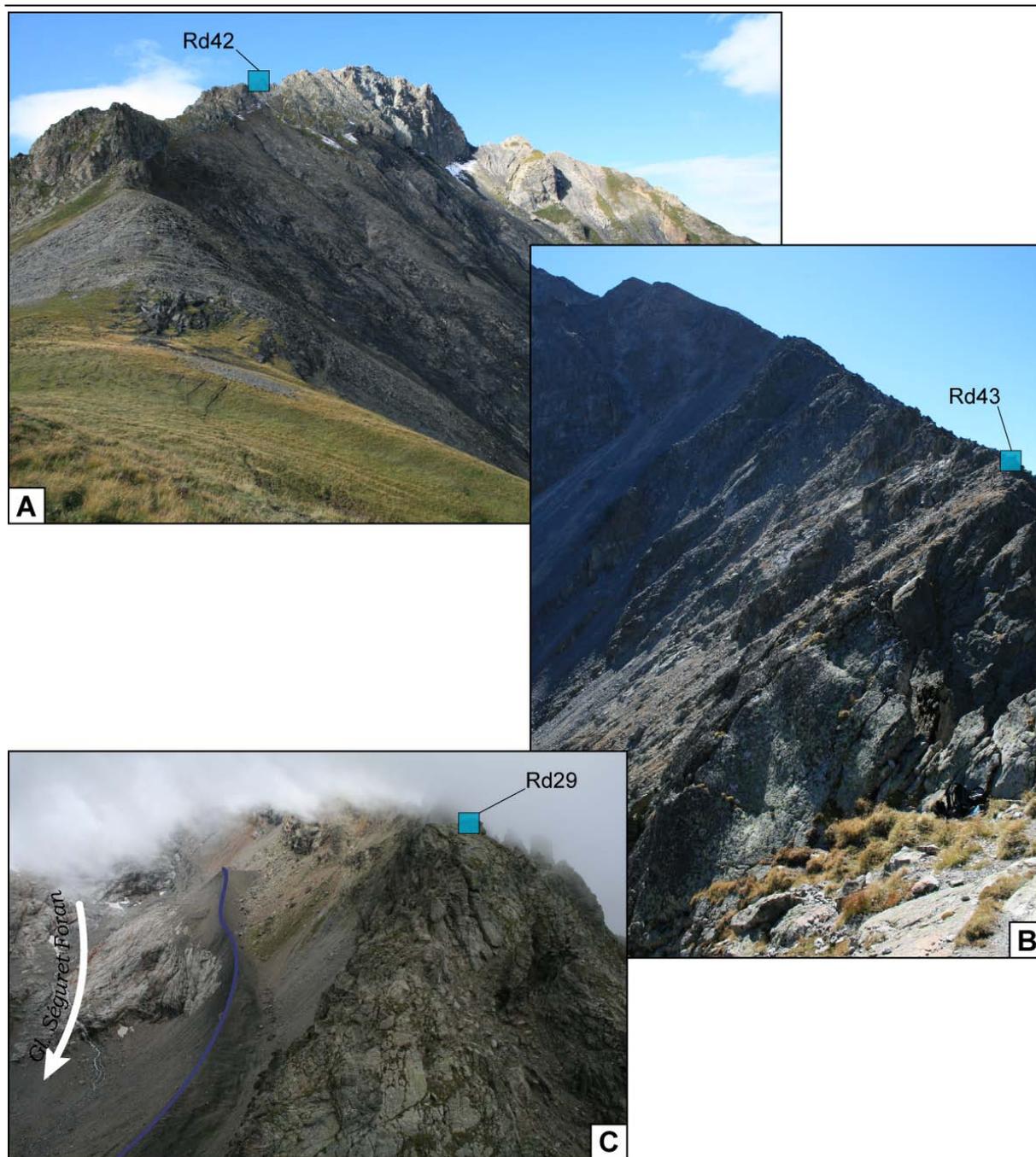


Figure II.7. Planche photographique représentant la géomorphologie des sites où les échantillons visant à quantifier la concentration en nucléides cosmogéniques produits *in-situ* des affleurements rocheux caractéristiques des nunataks ont été prélevés. Notez que la morphologie des surfaces échantillonnées diffère radicalement de celles mises en évidence dans les figures précédentes. Les affleurements rocheux apparaissent particulièrement rugueux, fracturés et visiblement très altérés ; les deux photographies inférieures, prises de plus près, mettent en évidence l'importance de la production en matériaux détritiques au niveau de ces environnements de crêtes rocheuses sommitales où les processus périglaciaires lié à l'action du gel sont intenses. (A) Photographie prise depuis le col de Côte Belle du Pic

de Valsenestre et de sa crête sommitale Est où a été prélevé l'échantillon Rd42 (7, Figure II.1). Les affleurements rocheux engazonnés, visibles au premier et en arrière plan, correspondent à des roches appartenant à la couverture sédimentaire jurassique (Lias). Le Pic de Valsenestre, lui, est constitué des roches du socle cristallin, ici son granite homonyme. Le site échantillonné se trouve à environ 1,5 km du point de prise de vue. (B) Photographie de la crête reliant le col de Laurichard (lieu de la prise de vue) au Roc Noir de Combeynot (8, Figure II.1) dont le sommet de forme pyramidale se détache sur le fond bleu du ciel dans le coin supérieur gauche de la photographie. Ici, le granite du Combeynot sur lequel a été prélevé l'échantillon Rd43 (7, Figure II.1) est intensément fracturé et la crête fournit une quantité importante de matériaux détritiques qui viennent alimenter les éboulis dont les pentes inférieures sont recouvertes. Un de ces cônes d'éboulis, très fréquents dans le massif du Combeynot, est d'ailleurs identifiable par sa teinte grisée sous le sommet du Roc Noir du Combeynot. (C) Photographie du site de prélèvement de l'échantillon Rd29 sur la Crête des Grangettes (9, Figure II.1). Les affleurements rocheux présentent un aspect intensément fracturé et de nombreux débris provenant de cette crête sont parfaitement identifiables au premier plan de la photo, ainsi que sur la partie relativement claire située au milieu de la photographie, entre la couverture nuageuse et le cordon morainique représenté par une ligne violette. La morphologie générale de cette ligne de crête est également mise en valeur par les éperons rocheux saillants que l'on peut distinguer à la limite de la brume, à droite du carré bleu représentant l'échantillon collecté. Alors que cette crête ne présente aucune évidence d'érosion glaciaire, le cordon morainique latéral formé lors de l'avancée du glacier de Séguret Foran pendant l'épisode du PAG paraît relativement proche de celle-ci ; il est pourtant situé à une centaine de mètres en contrebas.

2.7. Les blocs erratiques du Néron

Le dernier site sur lequel des échantillons ont été récoltés afin de déterminer l'âge du retrait glaciaire est celui du Néron (6 ; Figure II.1) situé sur la bordure sud du massif sédimentaire de la Chartreuse, au nord-ouest de la ville de Grenoble. Ce sommet, caractérisé par une arête sommitale alignée nord-sud culminant à 1298 m, correspond au flanc oriental d'un synclinal perché formé par les calcaires Urgoniens dont la charnière centrale a été épargnée par l'érosion uniquement sur ses extrémités nord et sud. La situation avancée du Néron dans la vallée de l'Isère ainsi que son orientation principale, pratiquement perpendiculaire aux écoulements de glace qui occupaient l'ombilic grenoblois lors des différentes périodes glaciaires ont contribué à enregistrer l'altitude que ces glaciers ont atteint. En effet, la crête

sud du Néron conserve une morphologie caractéristique d'un flanc d'auge glaciaire où la topographie présente des pentes globalement concaves, surmontées d'un épaulement rocheux à environ 1000 m d'altitude. De plus, les affleurements rocheux présents sur cette partie de la crête du Néron sont systématiquement très émoussés et lisses jusqu'à une altitude d'environ 1100 m caractérisant ainsi la morphologie typique d'un poli glaciaire ; abstraction faite des figures de lapiaz qui « zèbrent » ces surfaces, rappelant l'importance des processus d'érosion chimique sur les lithologies calcaires. Cela confirme que lors des périodes glaciaires, l'ombilic grenoblois était totalement englacé, vraisemblablement jusqu'à des altitudes supérieures à 1100 m. Deux échantillons ont été prélevés sur des blocs erratiques déposés sur le versant ouest du Néron à des altitudes de 980 m et 940 m d'altitude (Rd55 et Rd56 ; Figure II.8), permettant pour la première fois de proposer un âge absolu du retrait des glaciers dans l'ombilic grenoblois.



Figure II.8. Représentation 3D vers le sud-est de l'ombilic de Grenoble et de la localisation des blocs erratiques échantillonnés sur le Néron, obtenue à partir de Google™ Earth. Les flèches blanches représentent schématiquement les flux glaciaires du glacier de l'Isère provenant du nord et du glacier de la Romanche franchissant les collines bordières du massif de Belledonne. La représentation de l'altitude atteinte par la surface des glaciers et difficilement représentable sur cette figure du fait de l'étendue de la surface observée et de la

perspective induite par la prise de vue. Néanmoins, le gabarit parfaitement réglé de l'auge du glacier de l'Isère et bien identifiable grâce à la démarcation entre la plaine de Grenoble très urbanisée, caractérisée par des couleurs claires, et les collines bordières de Belledonne plus vertes qui forment un ressaut topographique net en rive gauche. On peut cependant imaginer l'emprise qu'auraient eu les glaces sur cette figure lors du maximum d'extension glaciaire, en effet la plupart de celle-ci était située sous leur surface ; seules les crêtes sommitales du Néron, de Chamechaude et du Saint Eynard auraient été visibles. La vallée de l'Isère représente une largeur d'environ 3 km au niveau du Néron, en amont de Grenoble elle est large de plus de 5 km.

III. Présentation et interprétation des mesures des concentrations

^{10}Be et ^{26}Al

Au total, les concentrations en ^{10}Be produit *in-situ* pour 32 échantillons ont été mesurées. Pour 28 d'entre eux la mesure de leur concentration en ^{26}Al a également été effectuée. Le protocole de préparation des échantillons, les méthodes analytiques employées ainsi que la méthode de calcul des incertitudes associées aux âges d'exposition sont présentés dans le chapitre I de ce manuscrit consacré à la méthodologie (cf. Chapitre I). Les âges d'exposition apparents que j'ai calculés à partir de la mesure de ces concentrations sont présentés dans les tableaux II.A et II.B. Celles-ci indiquent également les différentes données analytiques utilisées afin de calculer ces âges d'exposition. Tous les âges présentés dans ce chapitre doivent être considérés comme des âges minimums puisqu'une éventuelle dénudation affectant les surfaces rocheuses échantillonnées depuis leur mise à l'exposition n'a pas été prise en compte. De plus, l'atténuation des taux de production des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* induite par la couverture neigeuse saisonnière, certainement non négligeable dans le massif des Ecrins-Pelvoux (Delunel et al., en préparation; cf. Chapitre I), n'a pas été considérée lors du calcul des âges d'exposition ; son implication sur les résultats sera cependant proposée en tant que scénario maximum pour chacun des sites étudiés. Enfin, tous les âges d'exposition sont présentés par convention dans les unités standardisées $^{10}\text{Be-ka}$ et/ou $^{26}\text{Al-ka}$ (1000 ans) puisque nous avons utilisé comme référence un taux de production SLHL moderne et temporellement invariant, ne tenant pas compte des variations séculaires du champ magnétique terrestre et de ses implications potentielles sur les taux de production des isotopes cosmogéniques (cf. Chapitre I).

1. Ages d'exposition apparents déterminés à partir des mesures ^{10}Be et ^{26}Al

Les âges d'exposition minimums obtenus à partir de la mesure de la concentration des échantillons en ^{10}Be , toutes morphologies confondues, varient entre 26.7 ± 4.6 et 5.9 ± 0.6 ^{10}Be -ka, respectivement pour les échantillons Rd23 et Rd43 (Tableau II.A). En distinguant les âges d'exposition en fonction de la nature des morphologies échantillonnées, les âges des affleurements de roches moutonnées varient entre 20.4 ± 1.8 (Rd34) et 7.1 ± 0.7 ^{10}Be -ka (Rd27), ceux obtenus pour les blocs erratiques entre 26.7 ± 4.6 (Rd23) et 10.0 ± 0.9 ^{10}Be -ka (Rd55) et ceux calculés pour les affleurements caractéristiques des nunataks entre 18.0 ± 1.6 (Rd31) et 4.6 ± 0.5 ^{10}Be -ka (Rd29). Les gammes d'âges obtenues apparaissent donc relativement larges (> 10 ka), indépendamment de la nature des morphologies considérées.

De la même façon, les âges d'exposition déduits de la mesure des concentrations en ^{26}Al , toutes morphologies confondues, varient entre 20.7 ± 2.1 et 3.9 ± 0.4 ^{26}Al -ka, respectivement pour les échantillons Rd28 et Rd20 (Tableau II.B). Ces âges d'expositions, analysés séparément en fonction de la nature de leur morphologie, varient entre 19.3 ± 1.8 (Rd34) et 3.9 ± 0.4 ^{26}Al -ka (Rd20) pour les roches moutonnées, 20.7 ± 2.1 (Rd28) et 6.6 ± 2.9 ^{26}Al -ka (Rd23) pour les trois blocs erratiques pour lesquelles nous avons mesuré leur concentration en ^{26}Al , enfin ces âges varient entre 17.2 ± 1.6 (Rd31) et 5.2 ± 0.6 ^{26}Al -ka (Rd29) pour les affleurements caractéristiques des nunataks. Là aussi, pour les âges apparents déduits des mesures des concentrations en ^{26}Al , la gamme représentée est très large, supérieure à 15 ka, et relativement homogène entre les différentes natures morphologiques considérées. Par ailleurs, alors que l'échantillon Rd34 représente systématiquement l'âge d'exposition le plus vieux obtenue pour les roches moutonnées, en ^{10}Be et ^{26}Al , l'échantillon Rd23 prélevé sur un bloc erratique représente à la fois l'âge d'exposition ^{10}Be le plus ancien (26.7 ± 4.6 ^{10}Be -ka) et l'âge le plus récent en ^{26}Al (6.6 ± 2.9 ^{26}Al -ka). Il s'agit donc dans le paragraphe suivant d'étudier dans quelle mesure la méthode de la double datation permet, soit de mieux contraindre des processus géologiques complexes, soit d'identifier des résultats aberrants au sens géologique et provenant de biais ou d'erreurs analytiques.

Chapitre II

Echantillons	Production corrigée ^(a) (at g ⁻¹ an ⁻¹)	Masse de quartz dissoute (g)	Atomes ⁹ Be ajoutés ^(b) (at. x 10 ¹⁹)	Rapport ¹⁰ Be/ ⁹ Be mesuré ^(c) (x 10 ⁻¹³)	Concentration ¹⁰ Be ^(d) (x 10 ² at g ⁻¹)	Age d'exposition ^(e) (ka)
Rd12	29.83 ± 2.59	11.21	2.053	2.456 ± 0.055	4.262 ± 0.101	14.3 ± 1.3
Rd13	30.24 ± 2.62	23.06	2.054	4.476 ± 0.098	3.872 ± 0.091	12.8 ± 1.2
Rd14	27.35 ± 2.37	17.73	2.034	3.363 ± 0.072	3.709 ± 0.085	13.6 ± 1.2
Rd15	25.83 ± 2.24	22.77	2.053	4.095 ± 0.074	3.576 ± 0.071	13.9 ± 1.2
Rd16	13.16 ± 1.14	19.28	2.048	1.611 ± 0.062	1.575 ± 0.062	12.0 ± 1.1
Rd17	15.87 ± 1.38	18.76	2.046	2.157 ± 0.094	2.212 ± 0.098	14.0 ± 1.4
Rd18	17.37 ± 1.51	24.30	2.068	2.678 ± 0.050	2.169 ± 0.044	12.5 ± 1.1
Rd19	18.53 ± 1.61	14.66	2.050	1.594 ± 0.039	2.049 ± 0.052	11.1 ± 1.0
Rd20	19.78 ± 1.71	21.08	2.046	2.713 ± 0.056	2.508 ± 0.055	12.7 ± 1.1
Rd21	22.95 ± 1.99	17.54	2.063	2.854 ± 0.061	3.205 ± 0.074	14.0 ± 1.3
Rd22	39.69 ± 3.44	16.97	2.049	3.790 ± 0.079	4.420 ± 0.099	11.2 ± 1.0
Rd23	17.36 ± 1.50	15.63	2.055	3.628 ± 0.548	4.599 ± 0.695	26.7 ± 4.6
Rd24	18.39 ± 1.59	21.67	2.048	2.709 ± 0.091	2.438 ± 0.085	13.3 ± 1.2
Rd25	31.22 ± 2.71	19.74	2.054	4.418 ± 0.106	4.462 ± 0.113	14.3 ± 1.3
Rd26	30.10 ± 2.61	12.62	2.059	2.203 ± 0.072	3.382 ± 0.114	11.3 ± 1.0
Rd27	16.86 ± 1.46	20.20	2.030	1.314 ± 0.043	1.192 ± 0.040	7.1 ± 0.7
Rd28	30.73 ± 2.66	19.51	2.024	4.176 ± 0.082	4.198 ± 0.089	13.7 ± 1.2
Rd28 (dup.)*	30.73 ± 2.66	6.81	2.048	1.389 ± 0.046	3.983 ± 0.134	13.0 ± 1.2
Rd29	34.64 ± 3.00	6.18	2.046	0.612 ± 0.030	1.600 ± 0.078	4.6 ± 0.5
Rd31	30.25 ± 2.62	21.37	2.048	5.789 ± 0.113	5.424 ± 0.115	18.0 ± 1.6
Rd32	27.44 ± 2.38	19.05	2.040	4.234 ± 0.094	4.395 ± 0.104	16.1 ± 1.4
Rd33	24.37 ± 2.11	19.91	2.055	3.628 ± 0.082	3.612 ± 0.086	14.9 ± 1.3
Rd34	22.01 ± 1.91	15.49	2.048	3.506 ± 0.067	4.467 ± 0.093	20.4 ± 1.8
Rd35	16.98 ± 1.47	20.55	2.045	1.710 ± 0.046	1.573 ± 0.044	9.3 ± 0.8
Rd42	33.54 ± 2.91	7.39	2.048	0.927 ± 0.031	2.211 ± 0.076	6.6 ± 0.6
Rd43	35.08 ± 3.04	9.46	2.057	1.081 ± 0.038	2.070 ± 0.074	5.9 ± 0.6
Rd44*	17.50 ± 1.52	19.61	2.055	2.017 ± 0.061	2.047 ± 0.063	11.7 ± 1.1
Rd45*	27.62 ± 2.39	18.46	2.048	2.452 ± 0.071	2.649 ± 0.078	9.6 ± 0.9
Rd46*	21.81 ± 1.89	14.68	2.057	2.319 ± 0.068	3.161 ± 0.094	14.6 ± 1.3
Rd54*	21.81 ± 2.82	20.21	2.040	4.557 ± 0.130	4.536 ± 0.132	14.0 ± 1.3
Rd55*	9.74 ± 0.84	12.90	1.970	0.699 ± 0.023	0.970 ± 0.033	10.0 ± 0.9
Rd56*	9.19 ± 0.80	18.23	2.040	1.372 ± 0.044	1.456 ± 0.048	15.9 ± 1.5
BC-GRE-23	-	-	1.995	0.129 ± 0.016	-	-
BC-GRE-26*	-	-	2.035	0.064 ± 0.012	-	-

Tableau II.A. Ages d'exposition minimums déterminés à partir des concentrations en ¹⁰Be mesurées par SMA. ^a Production locale déterminée à partir d'une production standard SLHL totale de 4.59±0.40 atomes g⁻¹ an⁻¹ (cf. Chapitre I) corrigée des effets de l'altitude et de la latitude de chacun des échantillons, de leurs facteurs d'écrantage topographique et de leur épaisseur (Tableaux 2 et 3, Annexe 1). ^b Nombre d'atomes de ⁹Be ajoutés avant dissolution totale de l'échantillon par 300µl d'une solution d'entraîneur à 1000 ppm. ^c Rapports ¹⁰Be/⁹Be mesurés par SMA et incertitude associée (cf. Chapitre I pour les détails relatifs à la méthode). ^d Concentration en ¹⁰Be des échantillons déduite de la mesure du rapport ¹⁰Be/⁹Be et corrigée du rapport du blanc procédural associé. La notation * caractérise les échantillons corrigés à partir du rapport ¹⁰Be/⁹Be mesuré pour le blanc BC-GRE-26 ; les autres se rapportent au blanc BC-GRE-23. Les âges d'exposition minimum sont calculés pour des valeurs de dénudation négligeables, sans prise en compte d'une éventuelle couverture neigeuse saisonnière. Le protocole utilisé pour déterminer l'incertitude associée à l'âge d'exposition est présenté dans le Chapitre I. La couleur de la police renvoie à la nature des 27 échantillons (roches moutonnées en noir, blocs erratiques en rouge, nunataks en bleu, les blancs sont notés en vert).

Chapitre II

Echantillons	Production corrigée ^(a) (at g ⁻¹ an ⁻¹)	Masse de quartz dissoute (g)	Atomes ²⁷ Al en solution ^(b) (at. x 10 ¹⁹)	Rapport ²⁶ Al/ ²⁷ Al mesuré ^(c) (x 10 ⁻¹³)	Concentration ²⁶ Al ^(d) (x 10 ⁶ at g ⁻¹)	Age d'exposition ^(e) (ka)
Rd12	201.36 ± 18.12	11.21	5.105 ± 0.056	6.458 ± 0.210	2.940 ± 0.063	14.7 ± 1.4
Rd13	204.13 ± 18.37	23.06	14.078 ± 0.246	4.170 ± 0.149	2.546 ± 0.046	12.5 ± 1.2
Rd14	184.63 ± 16.62	17.73	10.224 ± 0.089	4.064 ± 0.149	2.343 ± 0.066	12.8 ± 1.2
Rd15	174.38 ± 15.70	22.77	9.459 ± 0.216	5.867 ± 0.190	2.437 ± 0.024	14.1 ± 1.3
Rd16	88.86 ± 8.00	19.28	17.630 ± 0.215	1.087 ± 0.086	0.994 ± 0.066	11.2 ± 1.3
Rd17	107.11 ± 9.64	18.76	29.674 ± 0.597	0.682 ± 0.074	1.079 ± 0.095	10.1 ± 1.3
Rd18	117.25 ± 10.55	24.30	9.539 ± 0.145	3.557 ± 0.139	1.396 ± 0.033	12.0 ± 1.1
Rd19	125.06 ± 11.26	14.66	7.240 ± 0.120	2.792 ± 0.118	1.379 ± 0.035	11.1 ± 1.0
Rd20	133.51 ± 12.02	21.08	5.138 ± 0.063	2.111 ± 0.113	0.515 ± 0.021	3.9 ± 0.4
Rd21	154.89 ± 13.94	17.54	6.526 ± 0.147	5.714 ± 0.198	2.126 ± 0.026	13.8 ± 1.3
Rd22	267.92 ± 24.12	16.97	8.972 ± 0.077	5.364 ± 0.164	2.835 ± 0.062	10.6 ± 1.0
Rd23	117.18 ± 10.55	15.63	533.123 ± 14.085	0.023 ± 0.010	0.774 ± 0.326	6.6 ± 2.9
Rd24	124.13 ± 11.17	21.67	4.564 ± 0.086	7.062 ± 0.235	1.487 ± 0.022	12.0 ± 1.1
Rd25	210.73 ± 18.97	19.74	4.695 ± 0.073	11.676 ± 0.335	2.777 ± 0.036	13.3 ± 1.2
Rd26	203.18 ± 18.29	12.62	3.224 ± 0.051	9.573 ± 0.270	2.445 ± 0.030	12.1 ± 1.1
Rd27	113.83 ± 10.25	20.20	4.415 ± 0.050	3.989 ± 0.149	0.872 ± 0.023	7.7 ± 0.7
Rd28 (dup.)	207.46 ± 18.67	6.81	2.781 ± 0.034	10.426 ± 0.560	4.255 ± 0.177	20.7 ± 2.1
Rd29	233.80 ± 21.04	6.18	7.490 ± 0.079	1.004 ± 0.069	1.217 ± 0.070	5.2 ± 0.6
Rd31	204.17 ± 18.38	21.37	5.512 ± 0.085	13.477 ± 0.371	3.476 ± 0.042	17.2 ± 1.6
Rd32	185.19 ± 16.67	19.05	4.445 ± 0.036	12.021 ± 0.336	2.805 ± 0.056	15.3 ± 1.4
Rd33	164.49 ± 14.81	19.91	5.162 ± 0.103	9.221 ± 0.247	2.391 ± 0.016	14.6 ± 1.3
Rd34	148.56 ± 13.37	15.49	3.564 ± 0.033	12.340 ± 0.329	2.840 ± 0.049	19.3 ± 1.8
Rd35	114.62 ± 10.32	20.55	5.574 ± 0.125	3.910 ± 0.149	1.060 ± 0.017	9.3 ± 0.8
Rd43	236.76 ± 21.31	9.46	6.938 ± 0.071	1.761 ± 0.096	1.291 ± 0.057	5.5 ± 0.5
Rd44	118.45 ± 10.63	19.61	6.406 ± 0.027	6.128 ± 0.207	2.002 ± 0.059	17.1 ± 1.6
Rd45	186.45 ± 16.78	18.46	12.372 ± 0.126	3.365 ± 0.225	2.255 ± 0.128	12.2 ± 1.3
Rd46	147.19 ± 13.25	14.68	7.775 ± 0.075	4.297 ± 0.201	2.276 ± 0.085	15.6 ± 1.5
Rd54	219.89 ± 19.79	20.21	5.108 ± 0.010	13.825 ± 0.463	3.495 ± 0.110	16.0 ± 1.5
Bruit Al ASTER	-	-	-	0.022 ± 0.020	-	-

Tableau II.B. Ages d'exposition minimums déterminés à partir des concentrations en ²⁶Al mesurées par SMA. ^a Production locale déterminée à partir d'une production standard SLHL totale de 30.97±2.69 atomes g⁻¹ an⁻¹ (cf. Chapitre I) corrigée des effets de l'altitude et de la latitude de chacun des échantillons, de leurs facteurs d'écrantage topographique et de leur épaisseur (Tableaux 2 et 3, Annexe 1). ^b Nombre d'atomes de ²⁷Al naturellement présents dans la solution finale après dissolution totale de l'échantillon et mesurée par ICP/OES. ^c Rapports ²⁶Al/²⁷Al mesurés par SMA et incertitude associée (cf. Chapitre I pour les détails relatifs à la méthode). ^d Concentrations en ²⁶Al des échantillons déduites de la mesure de leurs rapports ²⁶Al/²⁷Al et corrigées du rapport ²⁶Al/²⁷Al caractéristique du bruit de fond ASTER (2.2±2.0 x 10⁻¹⁵; Arnold et al., 2010). Les âges d'exposition minimum sont calculés pour des valeurs de dénudation négligeable et sans prise en compte d'une éventuelle couverture neigeuse saisonnière. Le protocole utilisé pour déterminer l'incertitude associée à l'âge d'exposition est présenté dans le Chapitre I.

2. Comparaison des couples d'âges ²⁶Al/¹⁰Be

Afin d'observer la réelle dispersion que représentent les âges d'exposition apparents et pour identifier d'éventuels résultats aberrant vis-à-vis de l'obtention de résultats différents selon les concentrations en ¹⁰Be ou ²⁶Al, les âges d'exposition apparents des échantillons pour lesquels

j'ai mesuré les deux isotopes sont représentés sur la figure II.9. Les résultats obtenus à partir de la mesure des concentrations respectives de deux nucléides cosmogéniques caractérisés par des temps de demie vie différents, typiquement ^{10}Be et ^{26}Al ($1.36 \pm 0.07 \cdot 10^6$ et $7.05 \pm 0.24 \cdot 10^5$ ans, respectivement ; cf. Chapitre I), sont habituellement présentés sur un graphique représentant leur rapport $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ en fonction du logarithme de leur concentration ^{10}Be normalisée à la production $SLHL$ (cf. Chapitre I), figure communément appelée « banana plot » en raison de la forme caractéristique de la « steady-state erosion island » définie par Lal (1991) et correspondant à l'évolution des rapports $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ en fonction du temps pour des surfaces, érodées ou non, exposées continuellement au rayonnement cosmique. Cependant, dans le cas des échantillons présentés dans ce chapitre, la gamme de variation limitée des concentrations mesurées en ^{10}Be et le fait que la majorité des échantillons soient caractérisés par un scénario d'exposition simple (Gosse et Phillips, 2001) m'a conduit à représenter les échantillons, par un souci de lisibilité, sur un graphique des âges d'expositions ^{26}Al en fonction des âges ^{10}Be (Figure I.9). Cette représentation permet toutefois d'identifier les échantillons pour lesquels des scénarios d'expositions complexes peuvent être proposés. Ainsi, les échantillons situés au dessus de la droite 1:1 correspondent à la « zone interdite » définie par Lal (1991) et les échantillons situés en dessous de cette droite correspondent à des surfaces ayant été partiellement ou totalement enfouies (cf. Gosse et Philips, 2001).

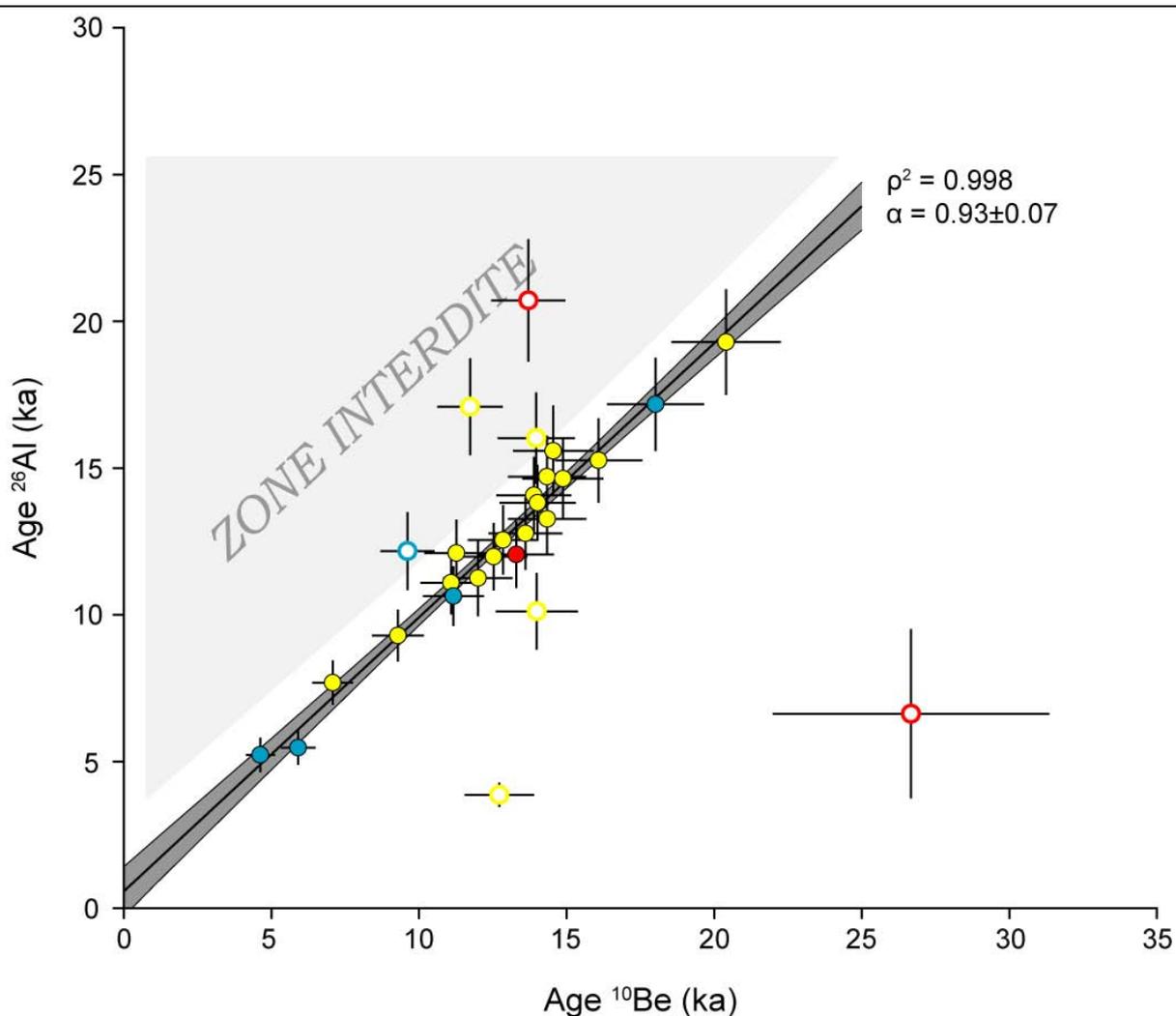


Figure II.9. Diagramme des âges d'exposition ^{26}Al représentés en fonction des âges d'exposition ^{10}Be des échantillons pour lesquels la mesure conjointe des deux isotopes a été réalisée. Les échantillons sont toujours représentés conformément au code couleur permettant de caractériser la nature des affleurements. Les cercles colorés pleins représentent les échantillons qui suivent une relation linéaire théorique de pente 1, dont l'ordonnée à l'origine est 0, correspondant ainsi à un scénario d'exposition simple où les âges ^{26}Al et ^{10}Be sont similaires. Ici, la droite noire représente la meilleure régression déterminée à partir des cercles pleins et de leurs incertitudes respectives en x et y. Le coefficient de détermination ($\rho^2 \approx 1$; $n = 21$) et la pente de la droite ($\alpha = 0.93 \pm 0.07$) sont représentés ainsi que l'enveloppe de confiance à 95% (2σ) déterminé pour 19 degrés de liberté. Les cercles ouverts représentent les échantillons dont les résultats s'écartent significativement de cette droite, même en considérant l'ellipse formée par leurs incertitudes. La zone grisée représente la « zone interdite » caractérisée par des rapports de concentrations $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ normalisés significativement supérieurs à 6.75.

La figure II.9 montre que pour la majorité de nos échantillons (75%) les âges d'exposition apparents déterminés à partir des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al donnent des résultats similaires puisqu'ils s'alignent parfaitement ($\rho^2 \approx 1$) le long d'une droite dont la pente est très proche de 1 (0.93 ± 0.07). Cela implique que les surfaces échantillonnées ont été exposées continuellement au rayonnement cosmique durant leur histoire, sans qu'aucun processus géologique n'ait perturbé le rapport entre les concentrations respectives de chacun des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al (Lal, 1991). Nous verrons dans le paragraphe suivant que ces résultats obtenus grâce à la double datation peuvent être associés et permettent de déterminer l'âge d'exposition minimum moyen des surfaces considérées. Au contraire, sept des échantillons prélevés présentent des âges d'expositions ^{10}Be et ^{26}Al significativement différents, incompatibles avec un scénario d'exposition continue simple. Quatre d'entre eux se situent significativement au dessus de la droite de régression (Figure II.9) représentant ainsi une situation impossible (« Forbidden zone » ; Lal, 1991) car les rapports $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ de leurs concentrations, normalisées à un taux de production standard SLHL, sont significativement supérieurs à 6.75, le rapport entre les taux de production SLHL respectifs de ^{26}Al et ^{10}Be (Balco et al., 2008 et version mise à jour de cet article accessible depuis <http://hess.ess.washington.edu/>). Les résultats de ces échantillons (Rd28, Rd44, Rd45 et Rd54) sont donc aberrants, vraisemblablement en raison de problèmes analytiques. Les trois échantillons restants (Rd17, Rd20 et Rd23) se situent quant à eux significativement en dessous de la droite définissant la corrélation des âges ^{10}Be et ^{26}Al de surfaces soumises à une exposition continue. Ceux-ci pourraient alors représenter l'enregistrement de scénarios d'exposition complexes. Cependant, les rapports formés entre leurs concentrations en ^{26}Al et ^{10}Be , normalisées aux productions standards SLHL, respectivement 4.9 (Rd17), 2.1 (Rd20) et 1.7 (Rd23), ne peuvent être envisagés pour des échantillons récoltés dans un massif tel que celui des Ecrins-Pelvoux. En effet, le temps d'enfouissement minimum nécessaire pour que de tels rapports 26/10 normalisés soient atteints est de l'ordre de 700 ka pour le rapport le plus haut (4.9, Rd17) et supérieur à plusieurs millions d'années pour les rapports de 2.1 et 1.7 (Tableaux II.A et II.B, Figure II.9 ; cf. Granger, 2006, et les nombreuses références citées). De tels scénarios paraissent donc aberrants dans un massif montagneux qui, au cours du Quaternaire, a subi plusieurs cycles glaciaires/interglaciaires pendant lesquels il est fortement peu probable que des morphologies d'origine glaciaire, ici deux affleurements de roches moutonnées (Rd17 et Rd20, Figure II.4) et un bloc erratique (Rd23, Figure II.4), aient pu être enfouies à des profondeurs suffisantes pour atteindre des rapports de concentrations $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ si faibles. Les différences d'âges d'exposition ^{10}Be et ^{26}Al observées pour ces échantillons ne

révèlent donc pas des scénarios d'exposition complexes liés à des processus géologiques originaux mais témoignent plutôt d'erreurs analytiques associées à l'une ou à l'autre des mesures des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*. L'observation de l'évolution des âges d'exposition dans chacun des sites étudiés nous permettra d'identifier laquelle des mesures de la concentration en ^{10}Be et/ou ^{26}Al est aberrante. Les différences d'âges d'exposition apparents obtenus pour ces échantillons à partir des mesures de leurs concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al étant relativement importantes, le calcul d'un âge moyen n'a pas de sens. Les âges d'exposition ^{10}Be et ^{26}Al seront donc présentés séparément dans le paragraphe suivant.

3. Interprétation des âges d'exposition apparents obtenus

3.1. Calcul des âges moyens selon la méthode « Mean Square Weighted Deviation »

Des âges d'exposition moyens ont été calculés pour les échantillons dont les âges ^{10}Be et ^{26}Al sont similaires (Figure II.9). Les incertitudes relatives sur les âges ^{10}Be et ^{26}Al de ces échantillons étant du même ordre (~10%, Tableaux II.A et II.B), un âge moyen a été calculé en pondérant chacun des âges individuels (t_i) par l'inverse de leur variance respective ($1/\sigma_i^2$). Ainsi, les âges d'exposition ^{10}Be (t_{Be}) et ^{26}Al (t_{Al}) sont pondérés respectivement par $1/\sigma_{Be}^2$ et $1/\sigma_{Al}^2$ et l'âge moyen (T_{ech}) est obtenu à parti de l'équation suivante :

$$T_{ech} = \frac{\left(t_{Be} \times \frac{1}{\sigma_{Be}^2} \right) + \left(t_{Al} \times \frac{1}{\sigma_{Al}^2} \right)}{\frac{1}{\sigma_{Be}^2} + \frac{1}{\sigma_{Al}^2}}$$

L'incertitude associée à cet âge moyen est ensuite calculée selon l'équation :

$$\sigma_{ech} = \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{\sigma_{Be}^2} + \frac{1}{\sigma_{Al}^2}}}$$

Il faut noter cependant que l'utilisation de cette méthode de pondération tend à réduire significativement l'incertitude relative des âges moyens par rapport à celles des âges individuels. En effet, les incertitudes absolues associées aux âges d'exposition moyens présentés dans la suite de ce paragraphe représentent, en moyenne, des incertitudes relatives de l'ordre de 6%.

3.2. Evolution spatiale des âges d'exposition moyens

3.2.1. Le plateau d'Emparis, témoin du retrait glaciaire dans la vallée de la Romanche

Les âges moyens d'exposition calculés pour le Plateau d'Emparis varient entre 12 ± 0.8 et 14.5 ± 0.9 ka (Figure II.10). Ils ne semblent pas montrer une réelle logique spatiale. En effet, l'échantillon Rd13 caractérisé par l'âge d'exposition le plus jeune (12.7 ± 0.8 ka) est situé à proximité immédiate de l'échantillon Rd14 dont l'âge d'exposition moyen est 14.5 ± 0.9 ka (Figure II.10). De même, l'échantillon Rd15 situé dans le vallon du Rif Tord (Figure 2), à l'altitude la plus basse échantillonnée sur ce site, donne un âge d'exposition de 14.0 ± 0.9 . Ainsi, il semblerait que la dispersion des âges d'exposition obtenus pour les surfaces du Plateau d'Emparis ne soit pas liée à la dynamique du retrait glaciaire mais plutôt à la perturbation locale de la production des nucléides cosmogéniques sur une surface (couverture détritique rémanente lors du retrait glaciaire, sensibilité accrue d'un affleurement à l'érosion, variation spatiale de la couverture neigeuse, etc.). Dès lors, l'hypothèse d'une déglaciation rapide et synchrone de l'ensemble du plateau peut être avancée. En effet, il est probable que lors du retrait glaciaire, les langues glaciaires issues du glacier de la Romanche et du dôme glaciaire de la Meije (Figure 1, Figure 2) se soient rapidement encaissées dans la vallée de la Romanche, stoppant l'alimentation en glace du plateau et provoquant alors l'exposition des surfaces rocheuses au rayonnement cosmique. La représentation des âges d'exposition moyens des échantillons sous la forme de la somme de leurs distributions gaussiennes individuelles (Figure 10) semble d'ailleurs confirmer cette hypothèse puisqu'elle définit une seule population d'âges. Ainsi, la moyenne pondérée calculée à partir de l'ensemble des âges ^{10}Be et ^{26}Al de ces échantillons montre que l'âge d'exposition moyen du plateau peut être estimé à 13.5 ± 0.4 ka. Cependant, en prenant en compte la réduction de la production en nucléides cosmogéniques dû à l'accumulation annuelle de neige à la surface du plateau, mesurée pour la période actuelle à partir du NRC du Lac Noir (cf. Delunel et al., en préparation, Chapitre I), l'âge d'exposition moyen corrigé serait alors de 16.7 ± 0.7 ka.

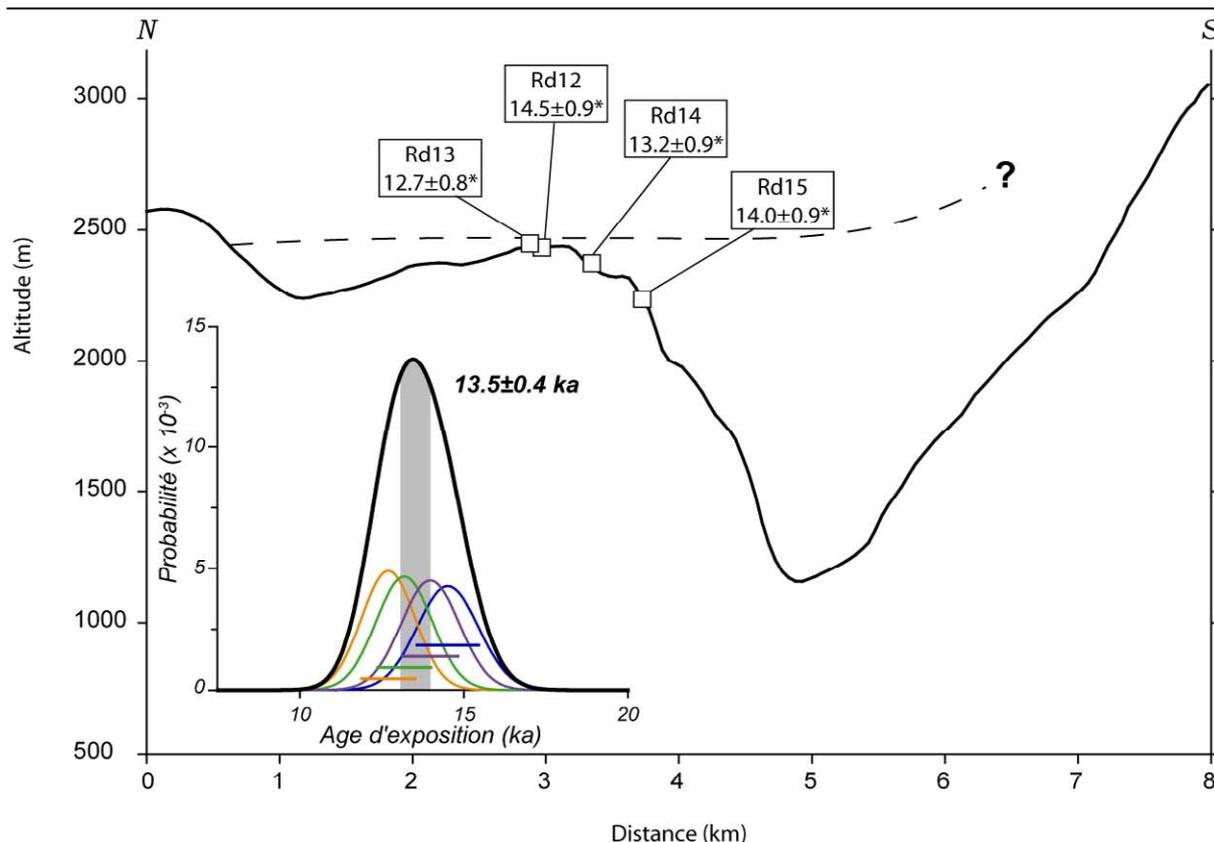


Figure II.10. Ages d'exposition moyens des échantillons prélevés sur le Plateau d'Emparis. Dans cette figure et les suivantes, les âges d'expositions apparents calculés pour les échantillons sont représentés le long de profils topographiques correspondant à chacun des sites étudiés. Lorsque des âges d'exposition moyens ont pu être calculés (cf. § 2), la notation * est utilisée. La ligne en pointillée indique la position de la surface glaciaire présentée sur la figure II.1. Le point d'interrogation (?) signale que nous n'avons que peu de contraintes sur l'altitude réellement atteinte par le dôme glaciaire de la Meije. L'encart situé dans le coin inférieur gauche de la figure représente les distributions de probabilité individuelles des âges d'expositions (courbes de couleur) obtenus pour le Plateau d'Emparis ainsi que la courbe résultant de leur somme (courbe noire). Les courbes individuelles ont été produites à partir de l'âge moyen et de l'incertitude de chacun des échantillons. La somme des courbes individuelles forme une distribution gaussienne qui définit une population unique dont l'âge moyen pondéré est 13.5 ± 0.4 ka.

3.2.2. Scénario du retrait glaciaire du haut bassin versant du Vénéon

La Tête de la Maye

Les âges d'exposition moyens des échantillons prélevés sur le profil vertical de la Tête de la Maye varient entre 7.4 ± 0.5 ka et 13.8 ± 0.9 ka et mettent en évidence une structuration spatiale nette (Figure II.11). La partie sommitale de l'épaulement glaciaire est caractérisée par des

âges d'exposition situés entre 13.8 ± 0.9 ka et 11.7 ± 0.8 ka, pour les échantillons Rd25 et Rd26 alors que l'échantillon Rd27, prélevé dans la partie basse de l'auge glaciaire, donne un âge d'exposition de 7.4 ± 0.5 ka. Au regard de ces résultats, l'âge d'exposition ^{26}Al obtenu pour l'échantillon Rd28, 20.7 ± 2.1 ^{26}Al -ka, est significativement plus vieux que les âges moyens présentés précédemment. L'âge d'exposition obtenu pour l'échantillon Rd54, 16.0 ± 1.5 ^{26}Al -ka est relativement cohérent avec les autres résultats en considérant son incertitude associée. En revanche, les âges ^{10}Be obtenus sur ces échantillons, 13.3 ± 0.9 ka (Rd28) et 14.0 ± 1.3 ka (Rd54) semblent beaucoup plus cohérents par rapport aux échantillons Rd25 et Rd26. Il semble donc que la mesure en ^{26}Al des échantillons Rd28 et Rd54 soit ici responsable de leur position atypique mise en évidence dans la figure II.9. Les échantillons prélevés au dessus de 2500 m d'altitude sur la partie supérieure des épaulements glaciaires caractéristiques de la Tête de la Maye et de l'Aiguille des Etages donnent donc des âges d'exposition minimums de l'ordre de 12-14 ka (Figure II.11), pouvant être interprétés comme l'âge minimum de l'abaissement de la surface des glaciers dans le haut Vénéon. Il est d'ailleurs intéressant de noter que l'histoire représentée par ces échantillons indique que la surface du glacier est restée à une altitude quasi similaire pendant environ 2 ka. Les résultats obtenus pour les échantillons Rd25 et Rd26 montrent que la surface s'est abaissée seulement d'environ 60 m entre ~14 et 12 ka. Cependant, en prenant en compte l'échantillon Rd54, la différence d'altitude de la surface du glacier entre ~14 et 12 ka atteint environ 200 m (Figure II.11). La présence d'une éventuelle rupture de pente de la surface glaciaire, caractérisée par une chute de sérac, au niveau de la confluence entre les glaciers des Etages et du Vénéon ne peut toutefois pas être exclue. L'abaissement de 200 m de la surface de glace en ~2 ka ne serait alors pas représentatif de la dynamique du retrait glaciaire. Il faut noter que la correction des âges d'expositions moyens de l'effet de l'accumulation d'un manteau neigeux saisonnier, estimé à partir des mesures actuelles de l'atténuation du rayonnement cosmique (cf. Delunel et al, en préparation), impliquerait des âges réels systématiquement vieillissés d'environ 4-5 ka. Cependant, le bloc erratique correspondant à l'échantillon Rd28 (13.3 ± 0.9 ^{10}Be ka), dont l'âge d'exposition est quasi-identique à celui de l'échantillon Rd25 (Figure II.11), dépasse de la surface topographique d'environ 1,5 m et est caractérisé par une forme très saillante peu favorable à l'accumulation de neige. De plus, la topographie générale du sommet de l'épaulement rocheux favorise certainement une déflation éolienne importante de la couverture neigeuse. L'effet de la neige sur les âges d'exposition obtenus sur le sommet de la Tête de la Maye doit donc être relativisé. Enfin, il est difficile d'interpréter la signification de l'âge d'exposition obtenu pour l'échantillon Rd27 (7.4 ± 0.5 ka) tant celui-ci paraît récent. L'estimation de l'effet de la neige sur le calcul de l'âge d'exposition de cet échantillon, en

considérant l'altitude où il a été prélevé, impliquerait un âge d'exposition de l'ordre de 9.2 ± 1.0 ka. Plusieurs possibilités sont alors envisageables pour expliquer l'âge d'exposition de cet échantillon prélevé à 1865 m d'altitude, dans la partie basse de l'auge glaciaire, environ 200 m au dessus de l'altitude du fond de la vallée actuelle (Figure II.3, Figure II.11). Celui-ci pourrait représenter la continuité de la phase de retrait du glacier du Vénéon, $\sim 4-10$ ka après la mise à l'exposition du sommet des épaulements de la Tête de la Maye et de l'Aiguille des Etages. Il pourrait également correspondre à l'exposition du bas versant de la Tête de la Maye consécutive au recul final de la langue glaciaire émise par les vallons des Etançons ou de Bonne Pierre. Cette phase de recul pourrait éventuellement succéder une phase d'avancée des glaciers jusqu'au niveau de la Bérarde favorisée lors des épisodes relativement froids du Dryas récent (~ 11.5 ka) ou de l'événement 8.2 ka (von Grafenstein et al., 1998). Ces deux hypothèses impliquent donc une phase de recul final des langues glaciaires occupant le haut Vénéon au cours de la première moitié de l'Holocène Cet âge pourrait enfin correspondre à la mise à l'exposition de la partie basse du versant, après le décapage d'un placage morainique résiduel. Cependant, l'examen de la topographie de la pente rocheuse que forme la partie basse de la Tête de la Maye permet d'émettre un doute quant au maintien éventuel d'un tel dépôt détritique (Figure II.11). Celle-ci permet aussi de relativiser l'effet de la neige sur le vieillissement potentiel de l'âge d'exposition de la base du versant de la Tête de la Maye.

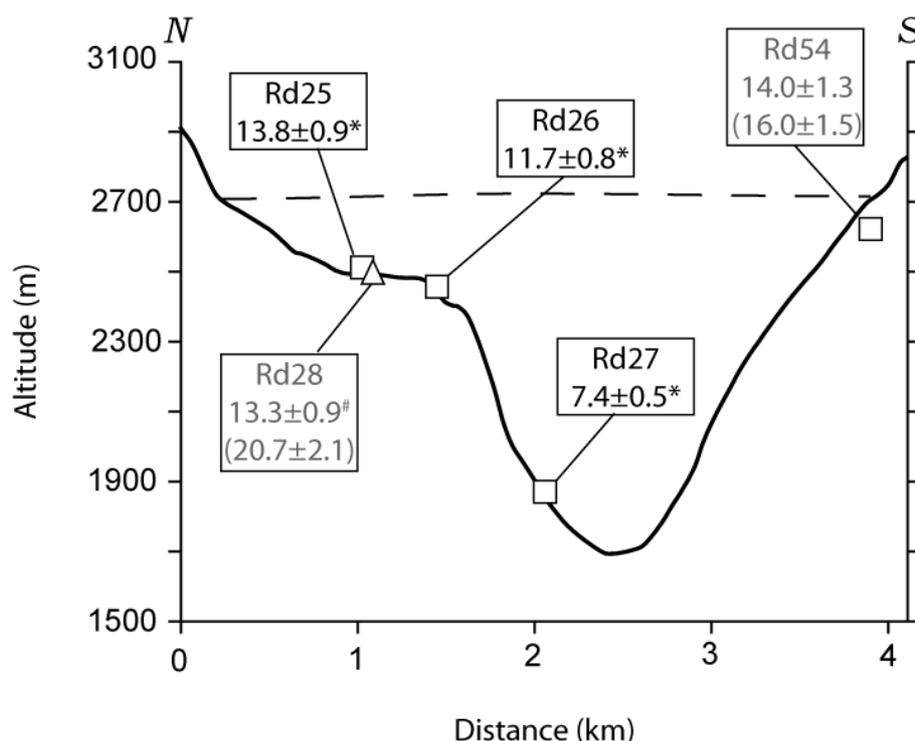


Figure II.11. Ages d'exposition moyens des échantillons prélevés le long du profil vertical de la Tête de la Maye. Pour les échantillons dont nous avons montré que l'âge d'exposition ^{10}Be

était significativement différent de l'âge déduit de la concentration en ^{26}Al (cf. § 2), ceux-ci sont alors notés en gris, leur âge d'exposition ^{10}Be est placé au dessus de l'âge ^{26}Al , noté entre des parenthèses. L'échantillon Rd54, situé à proximité immédiate du site, a été ajouté conformément à la position qu'il occupe dans la topographie. Les carrés représentent les roches moutonnées échantillonnées, le triangle indique la position du bloc erratique situé sur la Tête de la Maye. L'âge d'exposition ^{10}Be noté # de l'échantillon Rd28 correspond à un âge moyen pondéré des échantillons Rd28 et Rd28dup (13.7 ± 1.2 et 13.0 ± 1.2 , Tableau II.A) Le trait représenté en pointillés correspond à l'estimation de l'altitude maximale atteinte par la surface glaciaire. Echelle verticale $\times 2$.

Saint Christophe en Oisans

Les âges d'exposition minimums des échantillons prélevés le long du profil réalisé à Saint Christophe en Oisans sont représentés sur la figure 12 et varient entre 10.9 ± 0.9 ka (Rd22) et 13.9 ± 0.9 ka (Rd21). L'échantillon Rd22, caractérisé par l'âge moyen le plus jeune, a été prélevé au sommet du profil sur la ligne de crête de l'Aiguille de la Toura. Les âges d'exposition moyens obtenus pour les roches moutonnées varient, eux, entre ~ 11 ka (11.1 ± 0.7 ; Rd19) et 14 ka (13.9 ± 0.9 ; Rd21) et présentent des âges vieillissant en général depuis le bas du profil vers la trimline. Cependant, la prise en compte de l'effet de l'accumulation annuelle d'un manteau neigeux, en extrapolant simplement les résultats obtenus avec les données issues des NRC (Delunel et al., en préparation), implique que nos résultats sont systématiquement sous-estimés de $\sim 2-5$ ka en fonction de l'altitude des surfaces considérées. En effet, les âges d'expositions moyens corrigés varient entre 13.6 ± 1.6 ka (Rd16,) et 17.9 ± 2.0 ka (Rd21). Cependant, cette correction correspond à un scénario extrême. Les échantillons Rd17, Rd20 et Rd23, identifiés sur la figure II.9 comme aberrants par rapport à la tendance générale des couples d'âges $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$, sont représentés en gris. Mis à part le bloc erratique Rd23, pour lequel les deux âges de 26.7 ± 4.6 ^{10}Be ka et 6.6 ± 2.9 ^{26}Al -ka sont totalement aberrants, certainement en raison de problèmes analytiques, les résultats obtenus pour l'échantillon Rd17 (14.0 ± 1.4 ^{10}Be ka et 10.1 ± 1.3 ^{26}Al ka) et l'âge ^{10}Be de l'échantillon Rd20 (12.7 ± 1.1 ka) paraissent cohérents par rapport à l'évolution altitudinale représentée sur la figure 12. Enfin, l'âge d'exposition moyen calculé pour l'échantillon Rd19 (11.1 ± 0.7 ka), plus jeune d'environ 1.5 ka par rapport à celui obtenu pour l'échantillon Rd24 prélevé quelques mètres au dessus apparaît en dehors de la tendance verticale mise en évidence sur l'ensemble du profil. Cette différence d'âge d'exposition pourrait éventuellement être interprétée comme étant liée soit à la persistance accrue d'un manteau neigeux saisonnier, soit au maintien de matériaux morainiques lors du retrait du glacier, en raison d'une légère

dépression topographique à l'endroit où cet échantillon a été prélevé. Ainsi, l'évolution générale des âges d'exposition des échantillons prélevés sur l'épaulement rocheux de Saint Christophe en Oisans pourrait représenter l'abaissement progressif de la surface du Glacier du Vénéon, sur plus de 600 m d'altitude entre ~14 et 12 ka. Quelques affleurements rocheux visibles depuis le site de prélèvement de l'échantillon Rd16 possèdent une morphologie typique des polis glaciaires ; cependant, la pente s'accroissant nettement, leur échantillonnage nécessitait un équipement de sécurité de travail sur corde que je n'ai pas eu la possibilité d'utiliser. Il serait intéressant de vérifier si les affleurements situés plus bas témoignent d'une exposition de plus en plus récente à mesure que l'on se rapproche du talweg. L'âge du retrait définitif du glacier du Vénéon du verrou glaciaire de Saint Christophe en Oisans pourrait ainsi être déterminé.

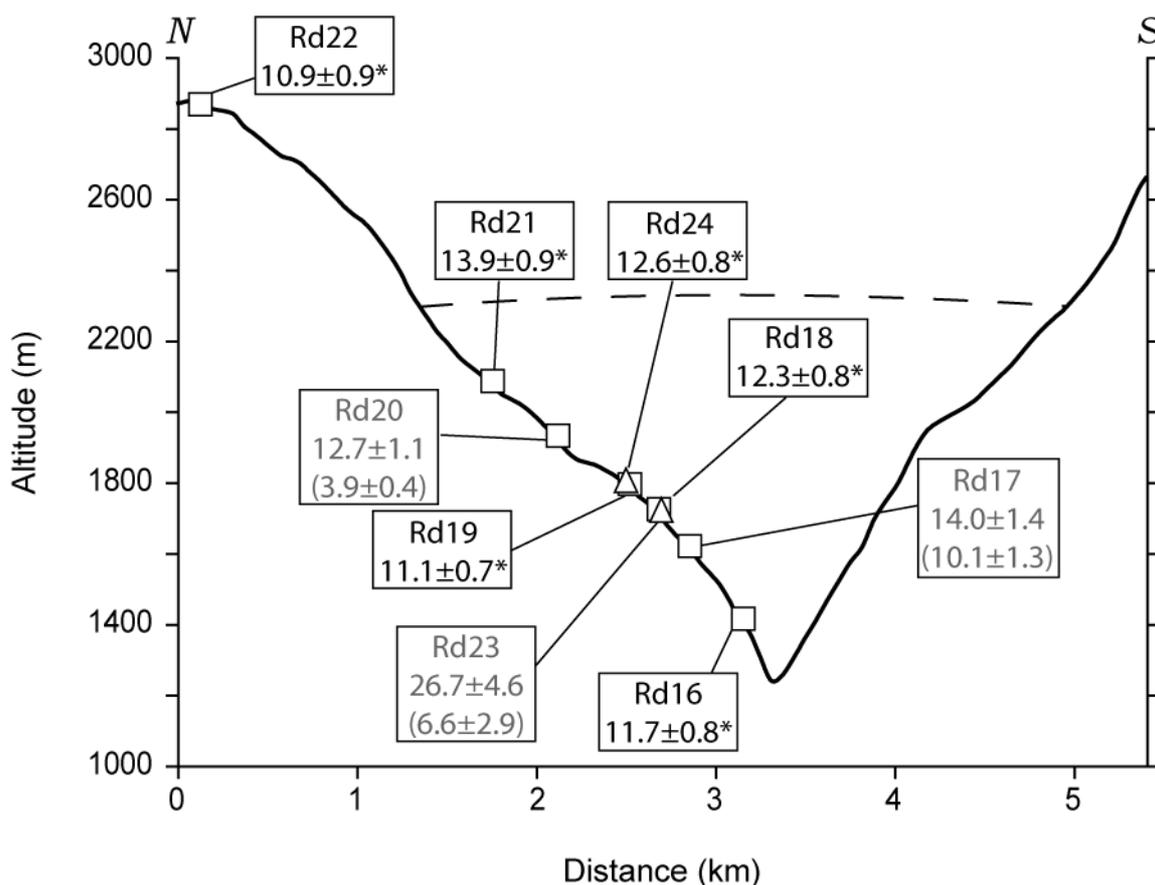


Figure II.12. Ages d'exposition moyens des échantillons prélevés le long du profil vertical réalisé à Saint Christophe en Oisans. Comme sur les figures précédentes, le trait noir représenté en pointillé permet de visualiser l'altitude maximale probablement atteinte par la surface du glacier du Vénéon. Les triangles représentent la position des deux blocs erratiques échantillonnés sur ce site. Les carrés représentent les échantillons de roche en place ; Rd22 correspond à un échantillon caractéristique d'un nunatak. Echelle verticale $\times 2$.

L'étude de ces deux sites permet de proposer une chronologie du retrait du glacier du Vénéon lors du Tardiglaciaire. Les résultats obtenus pour les profils de la Tête de la Maye et de Saint Christophe en Oisans mettent en évidence l'abaissement progressif de la surface du glacier du Vénéon entre ~ 14 ka et ~ 12 ka. En faisant l'hypothèse que l'évolution temporelle du niveau de la surface glaciaire peut être estimée à partir de l'altitude des échantillons prélevés, alors il est possible de situer grossièrement la surface du glacier du Vénéon à ~ 14 ka et ~ 12 ka. On peut alors reconstituer l'allure générale de la pente de la surface du glacier, en interpolant l'altitude des échantillons Rd25 / Rd21 et Rd26 / Rd16 (Figure II.13) et mettre en évidence l'évolution diachronique de la surface du glacier du Vénéon. La surface interpolée des échantillons Rd25 (13.8 ± 0.9) et Rd21 (13.9 ± 0.9) est caractérisée par une pente moyenne de l'ordre de 4% proche de celle de la surface du MEG (i.e. la trimline) entre la Tête de la Maye et Saint Christophe en Oisans ($\sim 3\%$). L'interpolation des altitudes des échantillons Rd26 et Rd16, tous les deux datés à 11.7 ± 0.8 ka, représente une pente significativement plus forte, de l'ordre de 10%. La reconstitution de ces surfaces, à ~ 14 ka et 12 ka, met en évidence le net recul du front du glacier du Vénéon associé à un pivotement de sa surface. En effet, alors que la surface du glacier s'abaisse fortement au niveau de Saint Christophe en Oisans, celle-ci semble stagner à la même altitude au niveau de la Tête de la Maye. Ceci pourrait être expliqué par la proximité immédiate des zones d'accumulation. La figure II.13 indique également que le front du glacier aurait pu se situer au niveau du verrou glaciaire de Saint Christophe en Oisans vers 12 ka, même si aucune évidence morphologique ne vient appuyer cette hypothèse.

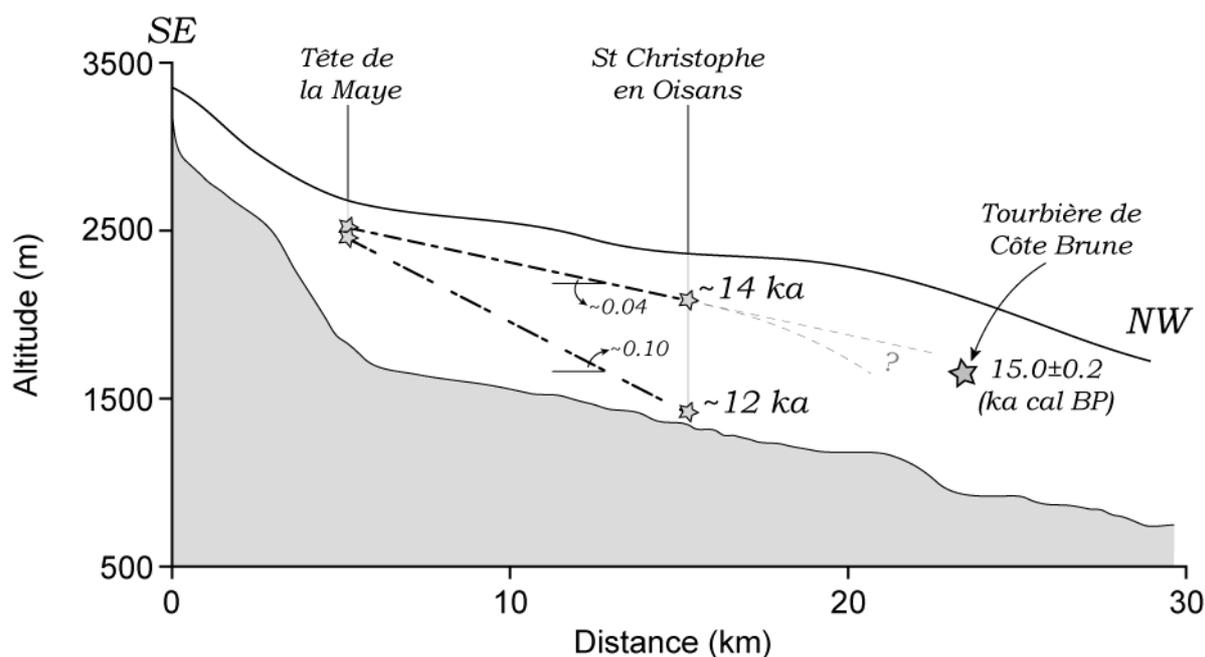


Figure II.13. Représentation schématique de la dynamique du retrait glaciaire dans la vallée du Vénéon. Les deux enveloppes extrêmes représentent respectivement le profil en long du

talweg du Vénéon et de la surface du glacier du Vénéon au MEG. Le sommet des deux profils (distance 0) se situe au niveau du col des Ecrins (3367 m). Les deux droites en pointillés, situées à l'intérieur de ces enveloppes, correspondent à l'interpolation linéaire des altitudes caractérisées par les âges d'exposition moyens de 14 et 12 ka, respectivement au niveau de la Tête de la Maye et de Saint Christophe en Oisans. Elles permettent de rendre compte, au premier ordre, de l'évolution diachronique de la pente moyenne de la surface du glacier du Vénéon lors son retrait. Les petites étoiles situées aux extrémités de ces deux droites identifient la position des échantillons considérés sur chacun des deux sites. La position de la tourbière de Côte Brune est également indiquée, conformément à sa situation le long du profil en long du Vénéon. Le trait pointillé fin correspond à l'extrapolation de la droite d'âge ~14 ka. Cependant, n'ayant aucune contrainte sur la topographie réelle de la surface du glacier, la courbe inférieure indique une autre morphologie possible du front de glacier. Echelle verticale x5.

Cette reconstitution de la dynamique du retrait du glacier du Vénéon pendant le Tardiglaciaire doit être relativisée aux vues des facteurs potentiels pouvant l'entacher. En effet, je n'ai que de faibles contraintes sur la topographie réelle de la surface du glacier au Tardiglaciaire, sa représentation par une pente rectiligne est la seule que je puisse proposer en relation avec la datation des échantillons prélevés sur chacun des sites. D'un point de vue chronologique, les âges d'exposition moyens ne reflètent qu'une situation « à minima ». Ceux-ci, corrigés de l'effet éventuel de la couverture neigeuse sur la production des nucléides cosmogéniques, modifient considérablement l'âge et la géométrie des surfaces glaciaires représentées sur la figure II.13. Cependant, la datation d'un dépôt tourbeux, enfouis dans les matériaux fluvioglaciaires tapissant le fond de l'auge de transfluence des Deux-Alpes (~1650 m), à 12.9 ± 0.2 ^{14}C ka (Couteaux et al., 1981), correspondant à un âge calendaire de 15.0 ± 0.2 ka cal. BP (Fairbanks et al., 2005), permet d'ajouter une contrainte chronologique du retrait Tardiglaciaire du glacier du Vénéon. En effet, la datation de ce dépôt tourbeux indique que la transfluence du glacier du Vénéon vers celui de la Romanche, qui occupait lors de la phase du MEG la vallée suspendue des Deux-Alpes (CB, Figure II.1), s'est interrompue au minimum à ~15 ka. L'extrapolation linéaire simple de la surface du glacier du Vénéon correspondant aux âges d'exposition minimum ~14 ka (Figure II.13) ne semble ainsi pas envisageable en rapport avec l'âge de l'installation de cette tourbière suggérant un abaissement plus abrupt de la surface du glacier en aval de Saint Christophe en Oisans à ~14-15 ka.

3.2.3. Une déglaciation précoce du système glaciaire de la haute vallée de la Gyrone

Les âges d'exposition minimums calculés pour les échantillons du profil de la Tête de la Draye sont représentés sur la figure 14. Ceux-ci varient entre 9.3 ± 0.6 ka et 17.6 ± 1.1 ka depuis le flanc de l'auge glaciaire (Rd35) vers la crête sommitale de l'Aiguille du grand Saint Pierre (Rd31). La correction systématique des âges effectuée en considérant une variation altitudinale de la couverture neigeuse sur ce site (cf. Delunel et al., en préparation), permet d'estimer un scénario maximum de l'exposition des surfaces échantillonnées entre 11.4 ± 1.3 ka et 24.3 ± 3.3 ka. Cette correction est très certainement surestimée localement car la topographie des sites Rd31, Rd34 et Rd35 ne permet pas l'accumulation et le maintien d'une épaisseur importante de neige. De même, pour les échantillons Rd32 et Rd33, situés sur une pente plus faible qui correspond à la partie sommitale de l'épaule rocheux de la Crête de la Roche du Fraysse, une plus forte accumulation est envisageable mais celle-ci serait plus fortement soumise à la déflation éolienne. Les résultats obtenus sur les roches moutonnées semblent indiquer un abaissement progressif de la surface du glacier. L'échantillon Rd34, prélevé au niveau de la rupture de pente topographique marquant la transition entre l'auge glaciaire à proprement parler et l'épaule glaciaire supérieur, est caractérisé par un âge d'exposition minimum relativement plus ancien par rapport à la tendance générale observée sur l'ensemble du site (19.8 ± 1.3 ka). Pourtant, celui-ci n'a pas été identifié comme ayant été soumise à un scénario d'exposition différent du modèle simple définie sur la figure II.9. Son âge ne peut donc être dû à une concentration en nucléides cosmogéniques héritée d'une phase interglaciaire précédente. Son âge d'exposition moyen reflète certainement le retrait précoce du glacier de la Vallouise au niveau de la Tête de la Draye. Il est toutefois difficile, à partir de la localisation des âges d'exposition, d'estimer comment se déroule cette phase de retrait. La seule hypothèse qui pourrait expliquer que les sites de prélèvement des échantillons Rd34 et Rd33, pourtant très proches (Figure II.14), soient caractérisés par une différence d'âge de $\sim 5-6$ ka, serait qu'un dépôt morainique épais, accumulé lors de l'abaissement du glacier de la Vallouise, ait été progressivement décapé. L'échantillon Rd35, dont l'âge d'exposition minimum moyen est 9.3 ± 0.6 ka, montre que dès le début de l'Holocène, la surface de la langue terminale du glacier de la Vallouise s'est abaissée à une altitude inférieure à 1800 m, représentant alors une épaisseur maximum de glace de l'ordre de 200 m. Cet âge pourrait éventuellement correspondre avec le stade glaciaire 3 proposé par Cossart (2005). De plus, il met évidence le décalage temporel existant entre les phases du retrait final des langues glaciaires de la Vallouise et du Vénéon. En effet, la comparaison des âges d'exposition obtenus pour l'échantillon Rd 35 (9.3 ± 0.6 ka) et Rd27 (7.4 ± 0.5 ka), prélevés à des altitudes similaires souligne le retrait précoce du glacier de la Vallouise par rapport à celui du Vénéon.

Enfin, l'âge d'exposition correspondant à l'échantillon Rd31, prélevé au dessus de la limite supérieure de la surface reconstituée du MEG, apparaît relativement vieux à 17.6 ± 1.1 ka. Pourtant la surface sur laquelle cet échantillon a été prélevé ne présente aucune évidence d'érosion glaciaire. Ainsi, l'âge d'exposition apparent obtenu sur cet échantillon, similaire à celui de l'échantillon Rd32 (Figure II.14) collecté sur une roche moutonnée, pourrait indiquer la présence de glace froide, non érosive, sur la crête sommitale de la Cime du Paillon lors du LGM. Les concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al mesurées pour l'échantillon Rd31 pourraient également représenter l'activité de l'érosion périglaciaire au niveau des crêtes sommitales.

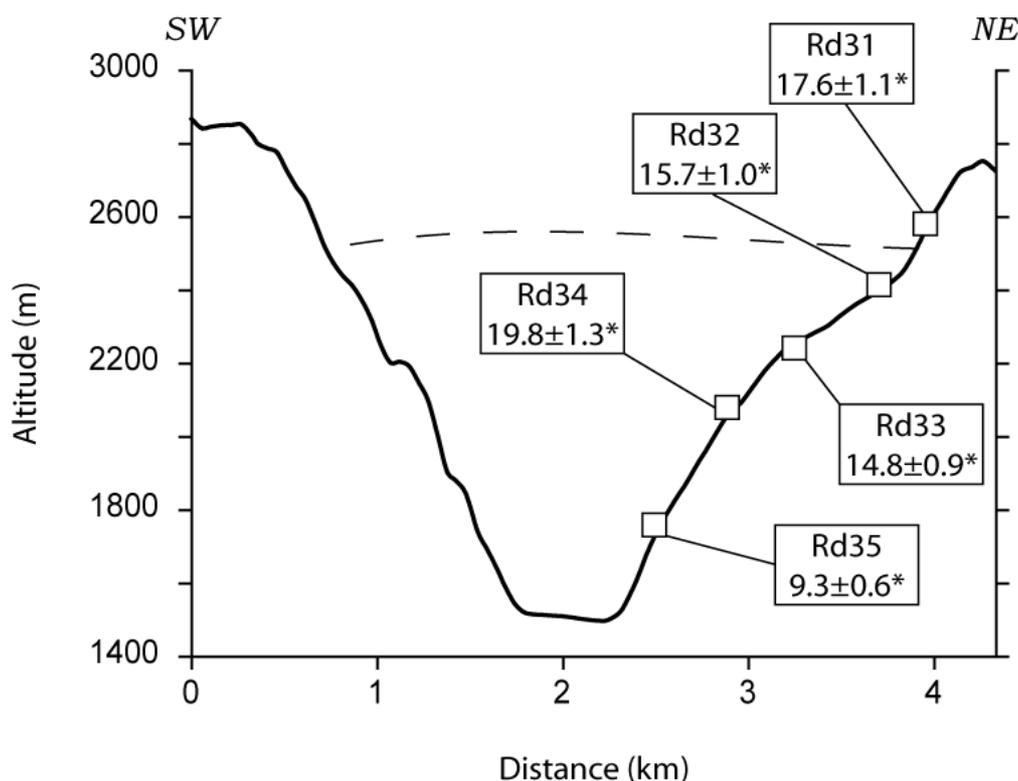


Figure II.14. Ages d'expositions moyens des échantillons prélevés sur le profil vertical de la Tête de la Draye. L'altitude atteinte par la surface du glacier de la Vallouise (courbe noire en pointillés) est estimée à environ 2550 m dans la partie supérieure de la Crête de la Roche du Fraysse. Le versant situé en rive droite du versant échantillonné est celui de la face nord du Mont Pelvoux. Exagération verticale $\times 2$

Les échantillons prélevés le long du profil de la Tête de la Draye mettent en évidence l'abaissement de la surface du glacier de la Vallouise dans son auge glaciaire dès ~ 20 ka au niveau de la confluence avec le glacier de Celse Nière. Il existe donc une différence importante entre les dynamiques de retrait des glaciers du Vénéon et de la Vallouise, pourtant situés immédiatement de part et d'autre des sommets les plus hauts du massif (Figure II.1).

3.2.4. Retrait glaciaire dans le vallon du Gioberney

Les résultats des trois échantillons prélevés le long de l'épaulement glaciaire du Gioberney sont présentés dans la figure II.15. Pour un seul échantillon, Rd46, les âges d'exposition ^{10}Be et ^{26}Al sont cohérents et permettent de calculer un âge minimum moyen de 15.0 ± 1.0 ka. Les deux échantillons Rd44 et Rd45 présentent des âges ^{26}Al significativement plus vieux (~3-5 ka) que leurs âges d'exposition ^{10}Be , respectivement 11.7 ± 1.1 ^{10}Be ka et 9.6 ± 0.9 ^{10}Be ka. Ces deux échantillons sont d'ailleurs situés dans la « zone interdite » représentée sur la figure 9. L'âge d'exposition ^{10}Be de l'échantillon Rd44 semble plus cohérent par rapport aux scénarios de retrait glaciaire proposés jusqu'à présent pour les vallées du massif des Ecrins Pelvoux. En effet, l'âge minimum d'exposition de 11.7 ± 1.1 ^{10}Be ka de l'échantillon Rd44 paraît alors plus cohérent avec l'âge minimum moyen obtenu pour l'échantillon Rd46. En revanche il est difficile d'estimer lequel des âges d'exposition ^{10}Be ou ^{26}Al de l'échantillon Rd45 est mal contraint. La prise en compte du biais lié à la couverture neigeuse, estimée pour la gamme d'altitudes représentée sur ce site, impliquerait un vieillissement maximum des âges apparents de l'ordre de ~2-4 ka. L'estimation de l'âge d'exposition de l'échantillon Rd44, à ~12-14 ka selon l'importance de la couverture neigeuse saisonnière, permet de proposer que le cordon morainique observé le plus à l'aval du vallon du Gioberney (Figure II.6) correspond certainement à une phase d'avancée glaciaire lors du Dryas récent (~11.5 ka), quelques milliers d'années après que les roches moutonnées, où ont été prélevés les échantillons Rd44 et Rd46, soient exposées au rayonnement cosmique du fait du recul du glacier. Enfin, l'échantillon Rd45, prélevé au dessus de la limite supérieure supposée du glacier de la vallée de la Séveraisse au niveau de la confluence entre les flux de glace provenant du Sirac et du Gioberney, représente des âges d'exposition apparents de 9.6 ± 0.9 ^{10}Be ka et 12.2 ± 1.3 ^{26}Al ka. Ceux-ci témoignent éventuellement de l'occupation tardive de la combe de Tirière, abritée sous la Crête de la Chauvetane (Figure II.6), par un glacier rémanent. Pourtant, l'absence de trace d'érosion glaciaire et le degré important de fracturation et d'altération supergène de la surface où a été prélevé cet échantillon indiquent que les concentrations mesurées reflètent plutôt l'activité des processus érosifs.

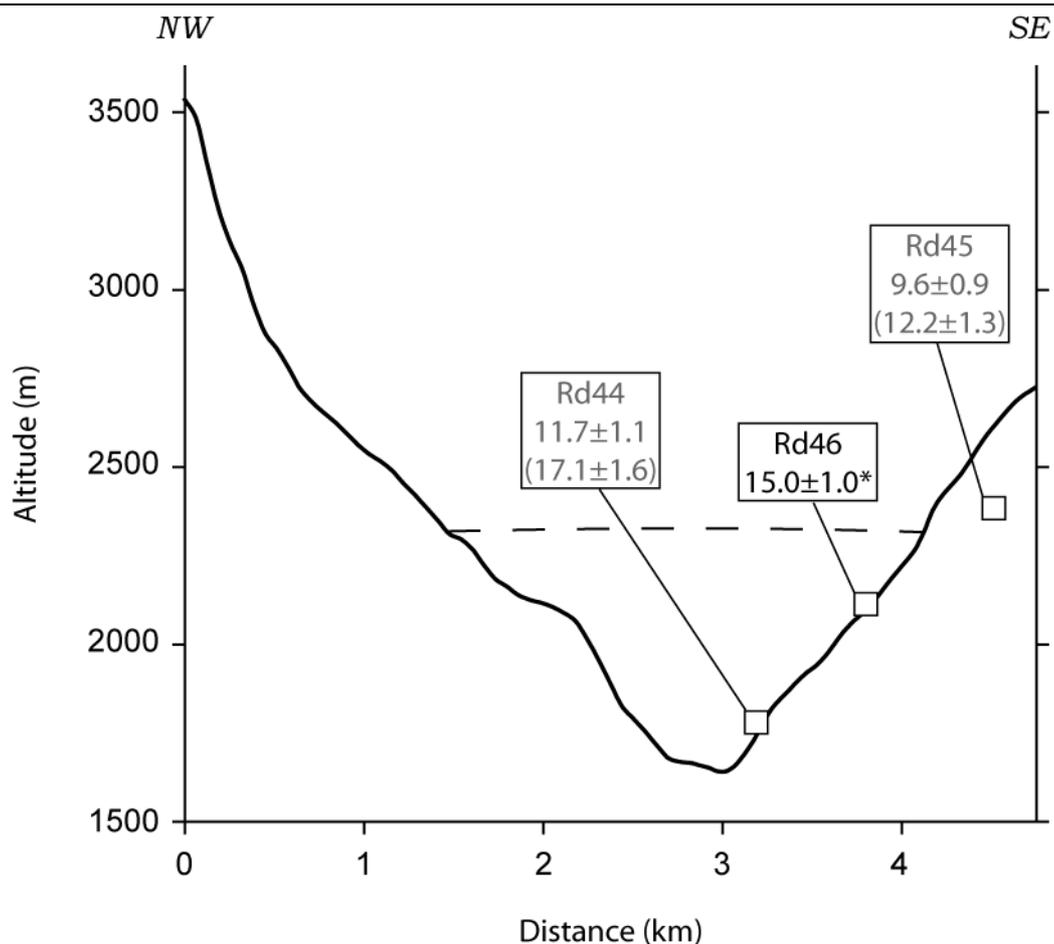


Figure II.15. Ages minimums d'exposition des échantillons prélevés sur l'épaulement glaciaire du Gioberney. L'altitude atteinte par la surface du glacier (courbe noire en pointillés) est estimée à environ 2350 m. Le versant à l'opposée du versant échantillonné est celui de la face sud des Rouies. Exagération verticale $\times 2$

3.2.5. Des âges d'exposition apparents jeunes sur les crêtes rocheuses sommitales

Les résultats obtenus sur les échantillons prélevés à haute altitude sur des crêtes rocheuses sommitales qui formaient des nunataks lors de la dernière période glaciaire varient entre 4.9 ± 0.4 ka et 17.6 ± 1.1 ka. La plupart de ces résultats ont déjà été présentés dans les paragraphes précédents. Cependant ces résultats sont rappelés sur la figure II.16, afin de pouvoir estimer une éventuelle variation spatiale des âges d'expositions apparents calculés pour ces morphologies caractéristiques. Hormis l'échantillon Rd31, pour lequel l'âge d'exposition moyen (17.6 ± 1.1 ka) paraît plus élevé, les échantillons sont tous caractérisés par des âges minimum jeunes, situés entre ~ 5 et 11 ka. La correction de ces âges de l'effet potentiel de la neige est ici particulièrement délicate. Il semble peu judicieux d'utiliser la relation entre atténuation du rayonnement cosmique et l'altitude (Delunel et al., en

préparation) pour ces échantillons prélevés sur des lignes de crêtes. En effet, celles-ci sont caractérisées par des pentes fortes et une topographie saillante qui ne favorise pas l'accumulation et le maintien dans le temps d'un manteau neigeux consistant. La forte exposition aux vents des crêtes tend également à limiter l'effet de la neige sur la production des nucléides cosmogénique. Il faut donc considérer le vieillissement systématique de $\sim 2-7$ ka des âges d'exposition (Figure II.16) comme un scénario extrême et très peu probable. Enfin, il est important de noter que les résultats obtenus pour ces échantillons ne doivent être interprétés qu'en tant qu'âges apparents, puisque les surfaces échantillonnées sont visiblement soumises à des processus d'érosion actifs. En effet, les concentrations en nucléides cosmogéniques mesurées sur les surfaces rocheuses caractéristiques de nunataks, correspondent à des taux de dénudation de $\sim 0.03 - 0.12 \text{ mm an}^{-1}$. Cependant, étant donné que j'ai systématiquement prélevé les zones paraissant les plus stables (cf. Chapitre I), il est possible que les taux de dénudation calculé soient sous-estimés. Ces résultats soulignent alors que les lignes de crêtes sommitales et les sommets rocheux du massif des Ecrins-Pelvoux sont soumis à des taux de dénudation importants conformément aux observations de terrains (cf. Figure II.7).



Figure II.16. Ages d'exposition des échantillons prélevés sur les crêtes rocheuses sommitales représentés en fonction de leurs altitudes. Les âges minimums d'exposition et leurs incertitudes respectives sont représentés par les cercles et les segments noirs. Les

échantillons notés *, sont représentés par leur âge moyen ; les valeurs des échantillons Rd43 et Rd45 correspondent à leur âge d'exposition ^{10}Be apparent. Les segments grisés permettent de visualiser l'effet potentiel d'un scénario extrême d'enneigement sur les âges. L'extrémité de ces segments représentée en pointillés correspond à l'incertitude supérieure des âges corrigés.

3.2.6. Chronologie de la déglaciation de l'ombilic grenoblois vue depuis le Néron

Les concentrations en ^{10}Be ont été mesurées pour les échantillons Rd55 et Rd56. Les âges minima d'exposition calculés pour ces échantillons sont 10.0 ± 0.9 ^{10}Be -ka (Rd55) et 15.9 ± 1.5 ^{10}Be -ka (Rd56). Situés hors du massif des Ecrins-Pelvoux et à une altitude bien inférieure, ces âges d'exposition sont certainement peu affectés par l'effet d'un manteau neigeux accumulé sur ses pentes. Un scénario d'enneigement annuel extrême équivalent à 1 m de neige persistant pendant 3 mois, entrainerait une différence entre les âges apparents et les âges corrigés inférieur à 1 ka. En considérant les résultats obtenus à l'intérieur du massif des Ecrins-Pelvoux ainsi que les études menées sur la chronologie du retrait glaciaire dans l'ombilic grenoblois (Nicoud et al., 2002 pour une synthèse), l'âge d'exposition obtenu pour l'échantillon Rd55 semble totalement aberrant. Son prélèvement sur une veine de quartz encaissée par rapport à la surface du bloc erratique indique que celle-ci a pu être érodée récemment, expliquant alors un âge apparent jeune. Par contre, l'âge d'exposition de l'échantillon Rd56 (15.9 ± 1.5 ^{10}Be ka), prélevé à 940 m d'altitude, semble relativement cohérent par rapport à l'âge du retrait du glacier de la Romanche au niveau du Mont Sec (Figure II.1) estimée à 16.6 ± 0.5 ^{10}Be ka par Le Roux et al. (2009). Le bloc erratique prélevé sur le Néron indiquerait alors que les glaciers occupaient encore l'ombilic de Grenoble jusque dans la première moitié du Tardiglaciaire, pendant le Dryas Ancien (Figure II.17). Ce résultat remet cependant en cause le scénario généralement proposé d'une déglaciation ancienne, $> \sim 25$ ka (Nicoud et al., 2002 et références citées), de la vallée du Grésivaudan et de la région grenobloise. Ce scénario d'une déglaciation ancienne de la cuvette grenobloise est basé sur deux datations ^{14}C effectuées de fragments végétaux prélevés dans un dépôt deltaïque, donc potentiellement remaniés. L'acquisition de nouveaux âges d'exposition de dépôts glaciaires présents dans la région grenobloise apparaît donc nécessaire pour mieux contraindre la chronologie de l'initiation du retrait des glaciers de l'Isère et de la Romanche et de la déglaciation de l'ombilic grenoblois.

IV. Synthèse des principaux résultats obtenus, contexte paléoclimatiques du retrait glaciaire dans le massif des Ecrins-Pelvoux et conclusions

Cette dernière partie est l'occasion de mettre en perspective les résultats obtenus à partir de la mesure des concentrations en isotopes cosmogéniques produit *in-situ* effectuée sur les différentes composantes du relief du massif des Ecrins-Pelvoux. Elle s'articule autour des trois questions principales auxquelles je me proposais de répondre au début de ce chapitre

1. Identification de concentrations héritées en nucléides cosmogéniques et apports de la double datation $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$

Les âges d'expositions apparents obtenus sur les différentes zones du relief du massif des Ecrins-Pelvoux sont relativement jeunes, la majorité d'entre eux étant située dans la gamme ~10-15 ka. De plus, l'utilisation quasi systématique d'une double datation à partir de la mesure conjointe des concentrations des nucléides ^{26}Al et ^{10}Be a permis de mettre en évidence que les trois quarts des échantillons, représentés sur un diagramme des âges d'exposition ^{26}Al en fonction des âges ^{10}Be , définissent une corrélation linéaire bien contrainte de pente ~1 caractérisant un scénario d'exposition simple et continue au rayonnement cosmique. Les sept échantillons s'écartant de cette tendance, ont été identifiés comme mal contraints. La différence observée entre leurs âges apparents estimés à partir des mesures de leur concentration en ^{26}Al et ^{10}Be ne sont pas interprétables en termes de processus géologiques mais reflètent certainement des problèmes analytiques, notamment sur le ^{26}Al . Ces résultats aberrants pourraient éventuellement provenir d'une mauvaise élimination des minéraux fortement concentrés en aluminium pour certains des échantillons préparés. L'échantillon Rd23, par exemple, présente une concentration en aluminium total plus de vingt fois supérieure à celle de l'échantillon Rd17, le deuxième échantillon le plus concentré. La double datation a donc permis, pour la majorité des échantillons pour lesquels la mesure conjointe $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ a été effectuée, de montrer que les surfaces considérées ont été soumises à une exposition continue au rayonnement cosmique et que les âges relativement jeunes obtenus ne sont pas dus à un enfouissement long ayant impliqué la décroissance radioactive des isotopes ^{10}Be et ^{26}Al . Ainsi, je n'ai pas échantillonné de surfaces possédant une concentration en

nucléides cosmogéniques significatives héritée d'une phase antérieure d'exposition au rayonnement cosmique, lors d'un précédent interglaciaire par exemple. On peut estimer alors, que les glaciers du Würm ont érodés une épaisseur de roche supérieure à 3 m dans l'ensemble des zones du relief caractérisées par un modelé glaciaire. Cela correspondant à des vitesses d'érosion glaciaire minimum de l'ordre de 0.05 mm an^{-1} intégrées sur les ~60 ka qu'ont duré la dernière glaciation. Hormis cette estimation au premier ordre de la limite inférieure de l'érosion glaciaire, il n'est pas possible, à partir de ces résultats, de réellement quantifier l'érosion engendrée par ces glaciers, ni d'observer d'éventuelles variations spatiales de l'efficacité de l'érosion glaciaire. Il semble donc que l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* n'est pas la méthode adéquate pour étudier les variations spatiales et temporelles de l'érosion engendrée par les glaciers quaternaires dans les montagnes situées au niveau des moyennes latitudes. Les méthodes développées récemment à partir de l'utilisation de thermochronomètres de très basses températures ($^4\text{He}/^3\text{He}$, OSL, etc.) sont mieux adaptées à l'étude de l'évolution de l'érosion glaciaire sur des échelles de temps de plusieurs dizaines à centaines de milliers d'années (Shuster et al., 2005 ; Herman et al., 2010).

4.2. Chronologie Tardiglaciaire du retrait des glaciers du massif des Ecrins-Pelvoux

La détermination de l'âge d'exposition des affleurements rocheux présentant des évidences d'érosion glaciaire et des blocs erratiques échantillonnés dans le massif et au niveau de l'ombilic de Grenoble m'a permis d'obtenir des contraintes chronologiques pouvant être interprétées en tant qu'âge minimum du retrait glaciaire. En effet, j'ai montré que l'érosion des surfaces depuis le retrait des glaciers, leur recouvrement éventuel par des matériaux morainiques au moment de l'abaissement de la surface de la glace ou par l'accumulation d'un manteau neigeux saisonnier implique une sous-estimation systématique de l'âge de retrait du glacier. Cependant, je me suis efforcé de limiter l'impact de ces biais potentiels en sélectionnant au mieux les sites d'échantillonnage. Néanmoins, je suis en mesure de corriger mes résultats de l'effet potentiel de la couverture neigeuse, en utilisant les valeurs d'atténuation du flux de rayonnement cosmique déterminées à partir des Nivomètres à Rayonnement Cosmique répartis à travers le massif des Ecrins-Pelvoux (Delunel et al, en préparation). Ainsi, en considérant que ce biais est la principale source d'erreur potentielle sur

le calcul des âges d'exposition dans ce secteur d'étude, en raison des altitudes élevées des sites étudiés, j'estime que les âges corrigés représentent une limite supérieure, certainement surestimée, de la chronologie du retrait glaciaire.

La figure II.17 représente, pour chacun des sites où j'ai prélevé des surfaces caractérisées par un modelé glaciaire, les âges d'exposition apparents les plus vieux. Ceux-ci correspondent la plupart du temps aux échantillons situés à proximité immédiate de la trimline, représentant ainsi le premier stade de l'abaissement de la surface du glacier au niveau du site considéré. Il est intéressant d'observer que les premières phases de retrait subies par les glaciers du système glaciaire du massif des Ecrins-Pelvoux débutent dès le LGM, voire à partir du premier pic d'augmentation des températures globales (GI-2, Figure II.17), et s'étalent jusqu'aux périodes relativement chaudes qui caractérisent les oscillations climatiques du Bølling-Allerød. Ces températures apparaissent stables en Europe, sensiblement similaires au climat de l'Holocène, d'après les résultats obtenus dans le lac d'Ammersee situé en Allemagne (von Grafenstein et al., 1999). L'observation la plus frappante de cette tendance générale du retrait des glaciers au cours du Tardiglaciaire est l'opposition nette entre le début très précoce de l'abaissement du glacier de la Vallouise (4, Figure II.17) par rapport à la résilience au changement climatique des systèmes glaciaires de la façade ouest du massif. En effet, les résultats obtenus pour les sites étudiés dans les bassins glaciaires Isère/Romanche (6), Drac (5) et Romanche/Vénéon (1, 2, 3) forment sur la Figure II.17 une tendance particulièrement nette, singularisant totalement le système de la Vallouise, qui met en évidence l'abaissement progressif des surfaces des glaciers depuis l'aval vers l'amont. En admettant que l'âge d'exposition apparent obtenu pour le bloc erratique échantillonné sur le Néron (Rd56) soit représentatif de l'abaissement synchrone des glaciers de l'Isère et de la Romanche dans l'ombilic de Grenoble en réponse à l'augmentation des températures à l'échelle globale lors de la deuxième moitié du stade isotopique marin 2 (MIS 2, Figure II.17), il est intéressant de noter que les surfaces des glaciers occupant les hautes vallées de la Romanche et du Vénéon ont mis environ 2-3 ka avant de réagir à ce forçage climatique.

Enfin, pour deux des sites représentés sur la figure II.17, le haut Vénéon et l'amont du bassin glaciaire de la Vallouise, les âges d'exposition obtenus pour les échantillons prélevés dans la partie basse des auges glaciaires correspondent certainement à la phase ultime du retrait des glaciers des vallées principales dans leurs bassins amonts. Cette phase de retrait pourrait alors coïncider avec le changement climatique brutal qui marque la transition entre la fin du

Pléistocène supérieur, le Dryas récent (YD), froid, et le Pré-Boréal, la première période climatique relativement chaude de l'Holocène (Figure II.17).

Ainsi, notre étude, menée à partir de la datation à partir d'âges d'exposition au rayonnement cosmique des morphologies caractéristiques du modelé glaciaire dans le massif des Ecrins, montre une nouvelle fois la différence entre la réponse des systèmes glaciaires des systèmes Duranciens et ceux de la Romanche/Vénéon vis-à-vis des changements climatiques qui ont marqués la fin de la glaciation alpine du Würm (cf. Cossart et al., 2008). Notre étude montre également que les surfaces des glaciers du Vénéon, de la Romanche, et de la Séveraisse dans une moindre mesure, se sont maintenues à des altitudes élevées, comparables à celles des surfaces reconstituées pour une phase d'englacement maximum (MEG), certainement jusqu'aux épisodes relativement chauds caractéristiques des oscillations climatiques du Bølling-Allerød. Des scénarios similaires d'englacement importants et tardifs de certaines des vallées alpines avaient déjà été proposés, notamment en Suisse dans la vallée de Saas (Kelly, 2003). Par contre, nous ne sommes pas en mesure de savoir, au travers de nos résultats, dans quelle mesure la surface de ces glaciers a pu fluctuer au cours du Tardiglaciaire, avant les phases de retraits majeures. En effet, la quasi absence de moraines antérieures au PAG dans le massif des Ecrins-Pelvoux, exception faite de celles du vallon du Gioberney que je propose d'attribuer à une avancée glaciaire datant du Dryas récent, ne permet pas d'identifier des stades d'avancées glaciaires post-LGM tel que cela a été proposé auparavant dans les Alpes Suisses (Ivy-Ochs et al., 2008). Il paraît également important de rappeler la nécessité de sélectionner au mieux les surfaces à échantillonner afin d'interpréter le plus justement possible les mesures de concentrations de nucléides cosmogéniques en terme de chronologie des retraits glaciaires. En effet, les biais potentiels, liés notamment à la persistance d'un manteau neigeux important, peuvent avoir des conséquences importantes. Enfin, il serait maintenant très intéressant d'utiliser les différents modèles numériques d'érosion glaciaire existants (Jamieson et al., 2008 ; Herman et Braun, 2008 ; Egholm et al., 2009), à partir des données chronologiques obtenues, afin (1) d'essayer de reproduire l'englacement du massif pour les périodes considérées et d'utiliser la paléogéographie de premier ordre que nous avons reconstitué afin de caler ces modèles, et (2) d'estimer l'érosion que les glaciers du massif des Ecrins-Pelvoux ont engendrés durant les différentes périodes glaciaires du Quaternaire.

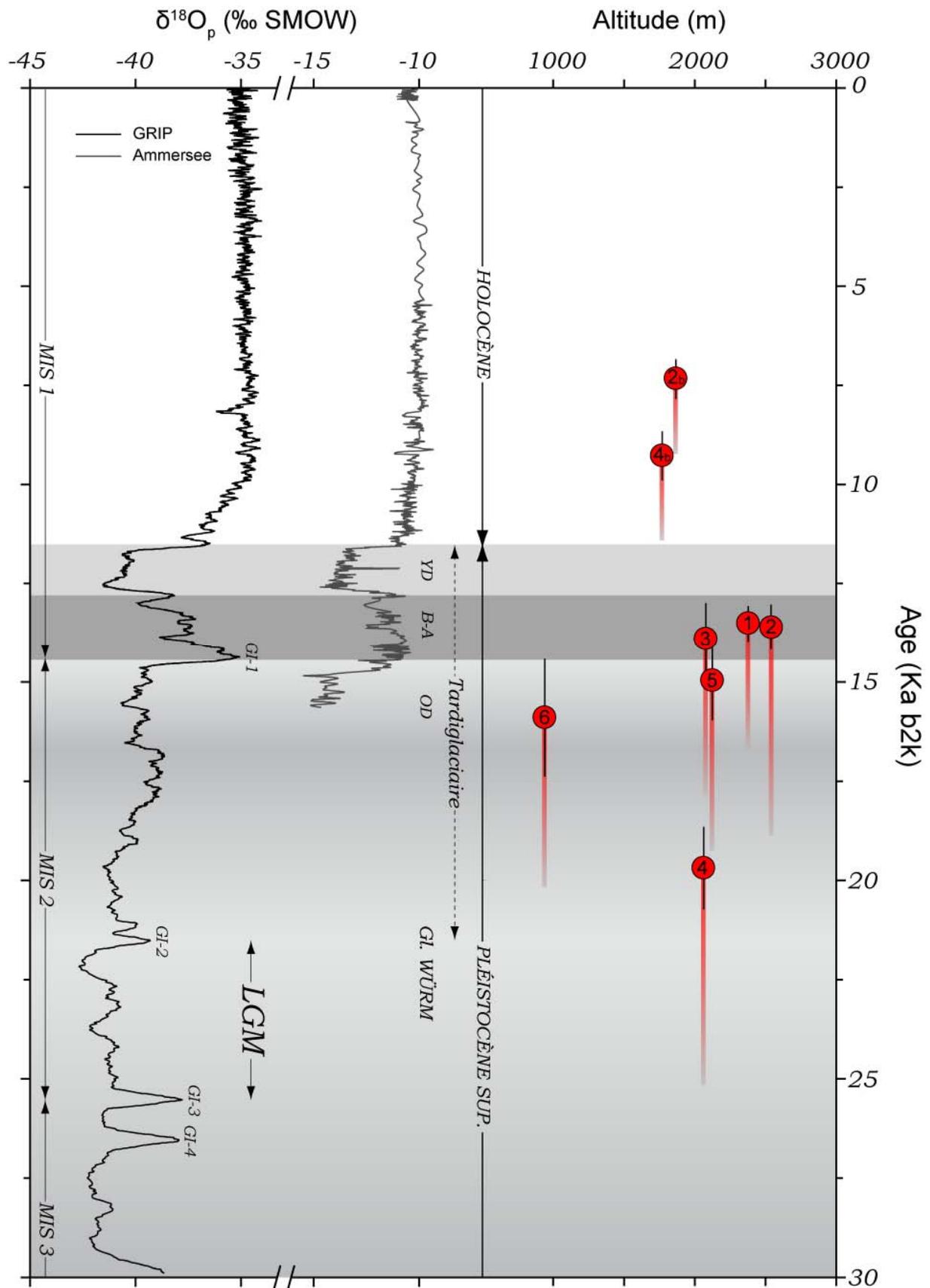


Figure II.17. Contexte climatique global et initiation du retrait glaciaire dans le massif des Ecrins-Pelvoux. Les âges d'exposition les plus vieux obtenus pour les sites étudiés sont

représentés en fonction de leur altitude. La numérotation (1-6) utilisée permet d'identifier les sites conformément à la notation utilisée sur la figure II.1 ; les cercles notés 2b et 4b représentent les échantillons Rd27 et Rd35, et correspondent aux âges du retrait terminal des glaciers du Vénéon et de la Vallouise. Les scénarios extrêmes envisagés à partir de la prise en compte du biais potentiel maximum de la couverture neigeuse pour chacun des sites sont indiqués par les segments rouges. Le contexte climatique global lors de la transition Pléistocène supérieur / Holocène est représenté grâce aux courbes de l'évolution temporelle du $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations enregistrée dans les glaces du forage GRIP (Johnsen et al., 1997) et reconstituée à partir des ostracodes du lac Ammersee (von Grafenstein et al., 1999). Les stades isotopiques marins (MIS), le dernier maximum glaciaire (LGM) et les interstades groenlandais (GI) sont indiqués d'après Svensson et al (2006). Les différentes périodes climatiques (Oldest Dryas, oscillations Bølling-Allerød, Younger Dryas) caractéristiques du Tardiglaciaire et la fin de la glaciation alpine du Würm sont également indiquées. L'échelle temporelle est représentée en milliers d'années avant l'an 2000 (ka b2k) en accord avec l'échelle standardisée « Greenland Ice Core Chronology 2005 » (GICC05 ; Rasmussen et al., 2006).

4.3. Couverture tardive des sommets ou érosion accrue des crêtes ?

J'ai enfin montré dans ce chapitre que les âges d'exposition apparents calculés pour les surfaces situées au dessus des trimlines, sur des morphologies correspondantes à des nunataks, apparaissent jeunes, du point de vue de leurs concentrations en nucléides cosmogéniques. En effet, la plupart des échantillons prélevés sur ces environnements particuliers correspondent aux âges les plus jeunes obtenus dans le massif. Cependant, il n'est pas possible d'interpréter directement ces résultats en termes de déglaciation des zones rocheuses sommitales du massif tant la morphologie de ces surfaces présente des signes évidents d'érosion induite par les processus périglaciaires tels que la gélifraction. Il n'est donc pas possible d'estimer l'âge de ces surfaces à partir des nucléides cosmogéniques produits *in-situ*. La présence systématique de patine indique pourtant une exposition longue aux processus d'altération chimique induits par les précipitations ou les eaux de fonte du manteau neigeux hivernal. Les faibles concentrations en nucléides cosmogéniques mesurées sur les échantillons prélevés sur les crêtes rocheuses sommitales du massif pourraient donc être le signe d'une érosion accrue au niveau des zones les plus hautes du massif. Ceci est par ailleurs mis en évidence par les quantités importantes de matériaux détritiques produits au niveau de

Chapitre II

ces zones situées à haute altitude dans le massif. La question du contrôle et des variations spatiales de l'érosion postglaciaire dans le massif des Ecrins-Pelvoux sera étudiée dans le chapitre suivant à travers la mesure des concentrations en ^{10}Be d'alluvions des rivières du massif.

Chapitre III :

Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins–Pelvoux massif, French Western Alps)

Introduction en Français

La mesure de la concentration en nucléides cosmogéniques sur des alluvions fluviatiles a été développée au début des années 1990 (Brown et al, 1995 ; Granger et al., 1996 ; Bierman et Steig, 1996) et n'a cessé d'être développée et appliquée dans le but de quantifier les taux de dénudation moyens à l'échelle de bassins versants, dans des environnements naturels différents (Brown et al., 1998 ; Bierman et Caffee, 2001 ; Schaller et al., 2001 ; von Blanckenburg et al., 2004 ; Binnie et al., 2006 ; Wittmann et al. 2007 ; Codilean, 2008). Les principes et applications potentielles de cette méthode ont été largement présentés dans l'article de synthèse publiée par von Blanckenburg (2006). Je présente dans ce chapitre un article publié dans la revue *Earth and Planetary Science Letters* décrivant des résultats issus de la mesure de la concentration en ^{10}Be d'alluvions collectées dans les rivières du massif des Ecrins-Pelvoux. L'interprétation de ces mesures en termes de taux de dénudation moyens des bassins versants et la comparaison de ces résultats par rapport aux principaux paramètres morphométriques des bassins versants considérés nous ont permis de mettre en évidence l'existence d'une corrélation entre le taux de dénudation et l'altitude moyenne des bassins versants. En l'absence de relations significatives entre ces taux et d'autres paramètres morphométriques tels que la pente moyenne, le relief ou l'aire drainée, dans un massif ne présentant pas de structures tectoniques actives permettant d'impliquer une variation spatiale importante et récente des vitesses de soulèvement, nous proposons que l'intensification des phénomènes de gélifraction en altitude soit le processus principal du contrôle des taux de dénudation dans le massif des Ecrins-Pelvoux à l'échelle de l'Holocène. Afin de vérifier notre hypothèse, nous avons utilisé un modèle développé par Hales et Roering (2007) permettant d'estimer la sensibilité des bassins versants aux processus de gélifraction engendrés par la croissance de lentilles de glace dans le substratum rocheux ; mécanisme identifié selon Murton et al. (2006) comme l'un des plus efficaces de l'érosion en milieu périglaciaire. Dès lors, cette étude nous a permis de souligner le rôle significatif et non négligeable des processus périglaciaires dans l'évolution temporelle et spatiale des reliefs de montagne caractéristiques des régions tempérées de moyenne latitude, où l'action morphogénétique engendrée par l'érosion glaciaire est souvent considérée comme prépondérante (Brozovic et al., 1997 ; Egholm et al., 2009).

**Frost-cracking control on catchment denudation rates:
Insights from *in-situ* produced ^{10}Be concentrations in stream sediments
(Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps)**

Romain Delunel^{1*}, Peter A. van der Beek¹, Julien Carcaillet¹, Didier L. Bourlès² and
Pierre G. Valla¹

¹ *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53,
38041 Grenoble, France*

² *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement
(CEREGE), UMR 6635 CNRS-Aix Marseille Université, BP80, 13545 Aix en Provence,
France*

* Corresponding author: Tel: +33 476 63 54 64; Fax: +33 476 51 40 58.

E-mail address: romain.delunel@e.ujf-grenoble.fr

6482 words in main text

Abstract (284 words), 80 References, 4 Tables, 6 Figures

Submitted to Earth and Planetary Science Letters: 14 September 2009

Accepted: 12 February 2010

Abstract

The potential tectonic and climatic controls on erosion rates in the European Alps and other mountain belts remain strongly debated. We have quantified denudation rates at catchment scales using *in-situ* produced cosmogenic nuclides (^{10}Be) in stream sediments, sampled at the outlets of twelve variously sized (27-1072 km²) catchments of the Ecrins-Pelvoux massif (French Western Alps), with average elevations ranging from 1700 to 2800 m. Spatially-averaged denudation rates, corrected for potential shielding by Little Ice Age glaciers, vary from 0.27 ± 0.05 to 1.07 ± 0.20 mm/yr on millennial timescales. Our results exhibit a correlation ($\rho^2 = 0.56$) between denudation rate and mean catchment elevation, in the absence of significant correlation with any other morphometric parameters (relief, slope, catchment size, hypsometry, etc). Although such variations in erosion rates have been previously linked to variations in tectonic uplift rate, the relatively small size and tectonic homogeneity of our study area excludes a strongly variable tectonic control. We interpret the increase in erosion rate with elevation as the effect of frost-controlled processes, which are strongly temperature-dependent. We use a one-dimensional heat flow model driven by high-resolution instrumental temperature records from the study area to correlate the variability in denudation rates with the integral of the absolute temperature gradient within the frost-cracking window (-3 to -8 °C), a proxy of the frost-cracking intensity, for each catchment. The results imply that the efficiency of frost cracking constitutes a major control on catchment-wide denudation rates in the study area, explaining more than half the measured variability in these rates. Our study shows that present-day denudation of the Ecrins-Pelvoux massif is controlled by a climatically driven factor and suggests that frost-cracking processes impose an important control on the post-glacial topographic evolution of mid-latitude mountain belts.

1. Introduction

The relative roles of tectonics and climate in shaping mountainous topography remain controversial and relatively unconstrained. In particular, several authors have suggested that glacial processes play a major role in setting denudation rates and limiting elevations in mountain belts worldwide (e.g., Brozovic et al., 1997; Mitchell and Montgomery, 2006; Egholm et al., 2009). Concomitantly, the interplay between Quaternary climate change and relief development (e.g., Molnar and England, 1990; Small and Anderson, 1995) remains not well understood. Quantification of the spatial and temporal variations in denudation rates provides a key to address these questions. Comparing the spatial variations of denudation rates and topographic metrics allows to further constrain the controls on denudation (e.g., Summerfield and Hulton, 1994; Montgomery and Brandon, 2002).

The European Alps provide an ideal case to study potential climatic impacts on relief development, as current tectonic deformation rates are minimal, at least in the western part of the orogen (Calais et al., 2002), but it has been extensively glaciated during Quaternary times. As a result, the transient relief of the Alps appears to have significantly increased recently and bears a strong glacial imprint (Schlunegger and Hinderer, 2003; Champagnac et al., 2007; van der Beek and Bourbon, 2008). Alpine denudation rates have been quantified on different space- and timescales from lake- and valley fills (Hinderer, 2001), in-situ and detrital cosmogenic isotope data (Wittmann et al., 2007; Norton et al., 2010) and low-temperature thermochronology (Vernon et al., 2008 and references therein). These rates have been shown to correlate spatially with both elevation and present-day rock uplift (Schlunegger and Hinderer, 2001; Wittmann et al., 2007; Vernon et al., 2009), suggesting they are coupled (Champagnac et al., 2007; 2009). However, although isostatic rebound provides the coupling between erosion and rock uplift, it is not obvious how the feedback between uplift, elevation and erosion would occur in the absence of strong tectonic forcing.

Here we report cosmogenic ^{10}Be denudation rates measured for 12 catchments of the Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps. Combining denudation rates with topographic metrics obtained from Digital Elevation Model analysis, we show that catchment denudation rates are correlated with mean catchment elevation, in the absence of correlations with any other topographic metric. Inferred denudation rates in our spatially restricted and tectonically

uniform study area vary over an almost similar range to those reported by Wittmann et al. (2007) across the entire central Alps. Using well-calibrated relationships between mean annual temperature, the amplitude of its variation, and elevation, together with a recent numerical model for frost-cracking intensity (Hales and Roering, 2007), we show that denudation of the Ecrins-Pelvoux massif is climatically controlled by frost-shattering processes on post-glacial timescales, as has recently been proposed for other mountain belts (Hales and Roering, 2009). We propose that this mechanism may explain the observed correlation between elevation and denudation rates in the Alps.

2. Geological and Geomorphic setting

The Ecrins-Pelvoux massif is one of the “External Crystalline Massifs” (ECM) of the western Alps (Figure 1). It consists of blocks of European crystalline basement (mostly granite and gneiss) separated by remnants of inverted Jurassic extensional basins filled mainly by marl and limestone. Basement blocks were exhumed along crustal-scale thrusts since Oligocene-Early Miocene times (e.g., Dumont et al., 2008). Fission-track thermochronology data (Vernon et al., 2008 and references therein) record km-scale denudation of the ECM since Pliocene times (3-6 Ma). Present-day rock uplift of the ECM, as measured by geodetic techniques (Jouanne et al., 1995; Kahle et al., 1997) reaches up to 1 mm yr^{-1} (relative to the foreland), forming local uplift maxima within the Western Alps. It has been argued that part of the present-day uplift signal is caused by isostatic rebound induced by deglaciation (Gudmundsson, 1994) and/or Pliocene-Quaternary climatically-driven increase of erosion rates (Cederbom et al., 2004; Champagnac et al., 2007).

The Ecrins-Pelvoux massif presents high alpine relief with several summits $\geq 4000 \text{ m}$ elevation and valleys bottoms at $\leq 1000 \text{ m}$. The massif was extensively glaciated during Quaternary times (Monjuvent, 1980). The glacial paleogeography of the Ecrins-Pelvoux massif, as reconstructed from an interpolation of different glacial features (i.e. moraine deposits, trimlines, etc.; Beaudevin, 2000; van der Beek and Bourbon, 2008) resembled an ice dome centred on the highest parts of the massif, with valley glaciers flowing in various directions, guided by pre-existing fluvial valleys (Monjuvent, 1978). Field evidence suggests that the massif was nearly entirely glaciated during the major glaciations, with only the highest peaks surmounting the ice surface as nunataks.

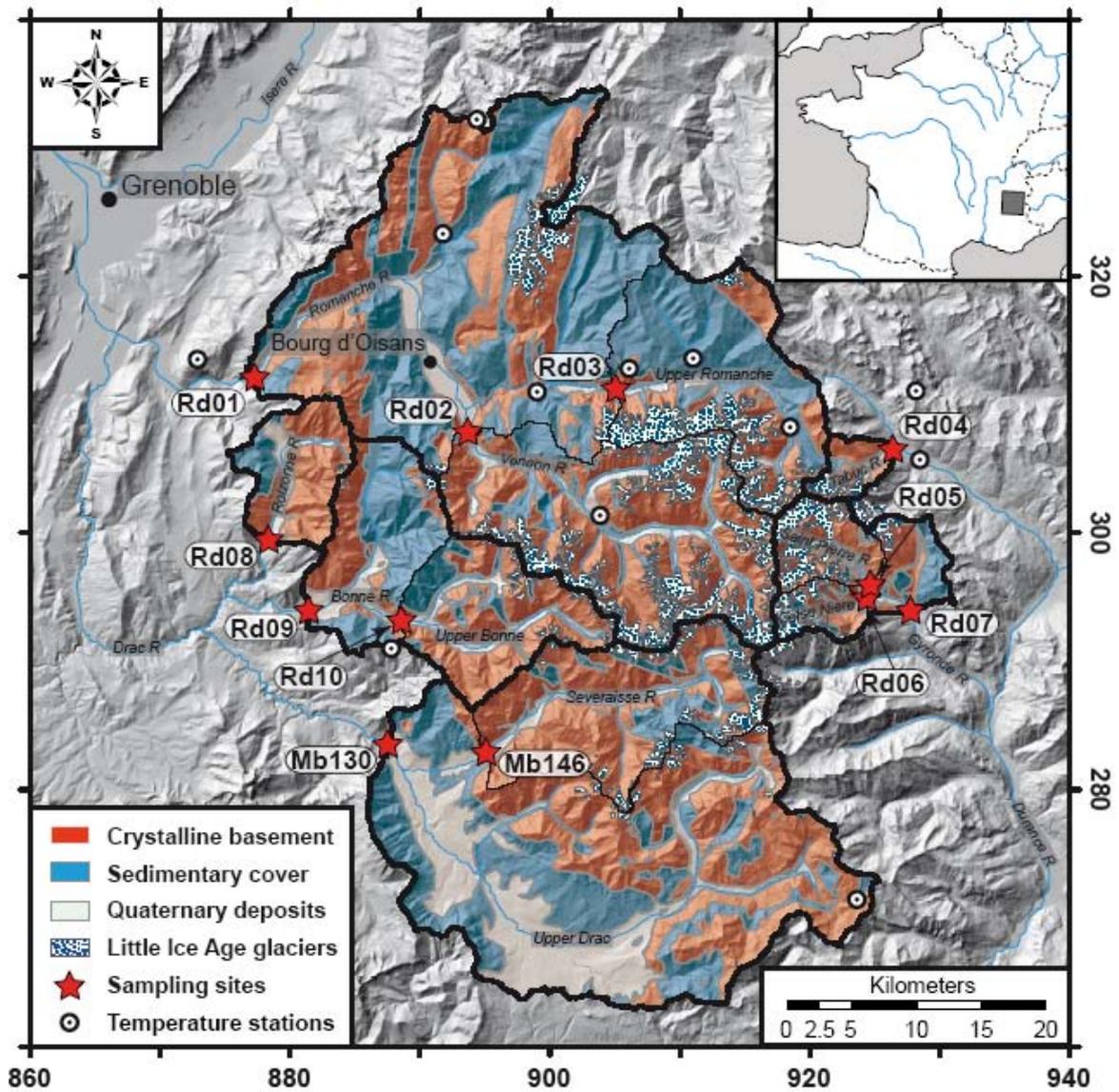


Figure 1. Geomorphic setting of the study area, showing sample locations: shaded Digital Elevation Model based on Institut Géographique National 50-m resolution digital topography data. Eastings and northings are according to IGN Lambert-III grid in kilometres; inset shows location within France. Red stars indicate sample locations and correspond to outlets of upstream catchments (solid black lines). Areas that contribute to the quartz fraction of sampled stream sediments correspond to crystalline basement (red surface) and quartz-bearing Quaternary deposits (light grey surface). Non-contributing areas corresponding to Mesozoic marly-calcareous sedimentary cover are represented in blue. Catchment lithology from 1:100.000 scale digital geologic map produced by the Parc National des Ecrins. Blue dotted white areas represent Little Ice Age glacial extent (Edouard, 1978). Dotted black circles represent locations of temperature stations.



Figure 2. Field photographs illustrating representative morphologies of the study area. (a) View of the Celse Niere catchment (looking southwest, upstream from sample Rd06; cf. Figure 1). The trunk valley shows a characteristic U-shaped profile with scree slopes covering the valley bottom and lower parts of the sidewalls. The hanging tributary valley south (left) of the trunk valley is also covered with scree slopes and remains of LIA moraine deposits (higher up in the valley). A small cirque glacier is distinguishable in the upper right corner of the photograph. Scree-slope material is mainly produced from frost-shattering processes on the highest parts of the slopes, which are characterized by jagged crests and

summits. Material produced within high-elevation areas is carried toward the fluvial system through both hillslope and debris-flow processes through couloirs (debris-flow scar in lower left corner of figure occurs in small inlier of Mesozoic sedimentary rocks). Material collected within hanging valleys is funnelled to the fluvial system by bedrock gorges that incise the confluences between hanging tributaries and trunk valleys. There is little evidence for large mass-wasting events within the catchments studied. (b) and (c) show close-ups of high-elevation source areas where sediments are produced within granite (b) and schistose gneiss (c) lithologies, respectively. Jagged morphologies appear with more detail. The size of rock-chips detached from bedrock is relatively variable, from a few centimetres to several decimetres thickness (note the 1-m scale for comparison).

The topography of the massif has been strongly modified by glacial erosion. Valley cross-sections present characteristic U-shaped profiles on lower slopes, separated from much more rugged upper slopes by locally extensive low-relief rock shoulders (van der Beek and Bourbon, 2008). The lower slopes and intermediate rock shoulders show widespread evidence for glacial scouring (i.e. *roches moutonnées*, striated or polished surfaces). In contrast, upper slopes, located above the glacial trimlines, show evidence for periglacial activity rather than glacial abrasion. Above the trimlines, rock outcrops are rugged and show clear evidence of surface weathering; frost-shattered debris deposits cover most of the highest areas of the massif (Figure 2). Extensive scree slopes and rock-falls occur throughout the area and carry the debris produced high on the slopes into the fluvial network (Figure 2).

The present-day fluvial system also shows glacial influences, as main valleys present a succession of valley-steps and flats characteristic of glacially perturbed longitudinal profiles (e.g., MacGregor et al., 2000, Anderson et al., 2006). Since the Last Glacial Maximum (LGM) and subsequent rapid ice retreat at ~20 ka (Ivy-Ochs et al., 2004), glaciers were restricted to the highest parts of the massif, except for short periods of relative glacial advance, mainly during the Younger Dryas (11-12 ka; Ivy-Ochs et al., 1996; Kelly et al., 2004) and the Little Ice Age (17th-19th century AD; Edouard, 1978; Holzhauser et al., 2005). Glacially overdeepened troughs have been progressively filled with late-glacial and post-glacial lake sediments, as for example the Bourg d'Oisans trough, which evolved from a lake to an alluvial plain after glacial retreat (Figure 1; Bailly-Maître et al., 1997). Major valley steps, which mainly occur at the junctions between hanging tributaries and trunk valleys, are marked by bedrock gorges where late Holocene fluvial incision rates reach values $>1 \text{ cm yr}^{-1}$

(Valla et al., 2010). Overall, the geomorphology highlights the transition from glacial to fluvial and hillslope-dominated sediment production and transport processes in the Western Alps (e.g., Schlunegger and Hinderer, 2003).

3. Method: Cosmogenic-nuclide derived denudation rates

3.1. Theory

Measurements of *in-situ* produced cosmogenic nuclides carried by stream sediments (in particular ^{10}Be in quartz) have been increasingly used to quantify catchment-averaged denudation rates on 10^3 - 10^5 year timescales in diverse geomorphic settings (Brown et al., 1995; Bierman and Steig, 1996; Granger et al., 1996; Schaller et al., 2001; von Blanckenburg, 2006). ^{10}Be concentrations measured in a quartz sample integrate the time that sample spent in the uppermost few meters below the surface and are thus directly linked to the geomorphic stability of the surfaces exposed to cosmic rays. Assuming steady state and negligible transport times at the surface allows denudation rates to be inferred from these concentrations (von Blanckenburg, 2006). The time period sampled by cosmogenic nuclides in stream sediments is long enough in most geomorphic environments to yield denudation rates that are unaffected by rapid and extreme processes resulting from short-term climate oscillations and/or human disturbances (Brown et al., 1998; von Blanckenburg, 2006).

The relationship between measured cosmogenic nuclide concentration (C) and mean catchment denudation rate (ε) can be expressed, in its simplest form, as (Brown et al., 1995; von Blanckenburg, 2006):

$$C = \frac{P_c \Lambda}{\varepsilon} \quad (1)$$

where P_c is the mean catchment production rate and Λ is the attenuation length of particles that contribute to the production. Values used here for the relative contributions and attenuation lengths of neutrons, fast and slow muons that are involved in the total ^{10}Be production are detailed in the footnotes to Table 2. Using Equation (1) to quantify the mean denudation at catchment scales implies two assumptions: (1) sediment storage within the catchment is limited and (2) loss induced by radioactive decay of ^{10}Be is negligible since both

the erosion time and the residence time of sediment within the fluvial system are short. This is a reasonable assumption in high-relief mountain settings such as that characterising the Ecrins-Pelvoux massif, where denudation and transport are expected to be relatively rapid. The approach requires several conditions regarding sampling procedures and production rate calculations, which are detailed in the next sections.

Catchment	Sample	Sample position ^a (km)		Drainage area (km ²)		Relative crystalline extent ^b (%)	Mean elevation (m)		Mean slope (°)		Mean geophysical relief ^c (m)		Hypsometric integral		LIA-glacial extent ^d (%)
		E	N	(1)	(2)		(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)			
Romanche	Rd01	876.8	311.6	1072	613	57	2091	2222	30.8	32.8	1709	1840	0.47	0.51	14
Veneon	Rd02	893.7	308.2	303	260	86	2404	2413	35.9	36.1	1670	1679	0.51	0.51	31
Upper Romanche	Rd03	904.9	311.3	212	100	47	2411	2616	25.8	33.1	1277	1482	0.52	0.60	21
Tabuc	Rd04	926.5	306.5	23	21	91	2511	2510	29.2	30.1	970	969	0.47	0.47	33
Saint Pierre	Rd05	924.5	296.0	48	44	92	2770	2765	34.6	34.3	1251	1246	0.49	0.49	65
Celse Niere	Rd06	924.3	295.0	27	19	72	2750	2674	36.2	36.1	1221	1145	0.51	0.48	51
Gyr	Rd07	927.7	293.9	113	84	75	2576	2603	28.9	34.1	1332	1359	0.47	0.48	38
Roizonne	Rd08	878.0	299.3	75	62	82	1740	1741	31.4	32.4	844	845	0.43	0.43	1
Bonne	Rd09	882.0	294.0	246	156	63	1816	1836	31.3	34.5	1112	1132	0.42	0.43	3
Upper Bonne	Rd10	888.5	293.2	127	102	81	2006	1995	35.4	35.6	1089	1078	0.45	0.44	4
Drac	Mb130	887.6	283.4	789	545	69	1780	1825	27.7	27.1	1029	1074	0.36	0.37	3
Severaisse	Mb146	894.8	282.7	197	159	81	2045	1980	33.4	34.8	1171	1106	0.42	0.40	11

Table 1. Sample locations and topographic metrics of the Ecrins-Pelvoux catchments. Topographic metrics are calculated for the entire catchment [columns labelled (1)] or the part of the catchment where quartz-bearing rocks crop out [columns labelled (2)]. ^a sample coordinates according to French Lambert-III grid in kilometres. ^b Percentage of entire catchment (1) corresponding to quartz-bearing rocks (crystalline basement and Quaternary). ^c Defined here as mean catchment elevation minus minimum catchment elevation. ^d Percentage of the quartz-bearing part of the catchment (2) covered by Little Ice Age glaciers. Topographic metrics have been extracted from a 50-m resolution DEM provided by the French Institut Géographique National using GIS tools.

3.2. Sampling strategy, chemical processing and ¹⁰Be measurements

Twelve catchments were sampled within the three major watersheds that drain the Ecrins-Pelvoux massif (Figure 1; Table 1). In the north-western part of the massif, the Romanche watershed has been subdivided into the lower Romanche catchment (Rd01), the Vénéon catchment (Rd02) and the upper Romanche catchment (Rd03). The upstream part of the Durance watershed, which drains the eastern flank of the massif, has been subdivided into the Tabuc catchment (Rd04), the Saint-Pierre catchment (Rd05), the Celse-Niere catchment (Rd06) and the Gironde catchment (Rd07). Finally, in the south-western part of the massif, the Drac watershed has been subdivided into the Roizonne catchment (Rd08), the lower and upper Bonne catchments (Rd09 and Rd10), the Séveraisse catchment (Mb146) and the upper Drac catchment (Mb130). All samples were collected from small sand bars deposited in the

active stream channel, upstream of main tributary confluences, in catchments showing no evidence for large recent landslides or intense bank erosion. Sand samples were assumed to provide a well-mixed fraction of sediments exported from catchments and thus to be suitable for calculating ^{10}Be -derived denudation rates (Brown et al., 1995; von Blanckenburg, 2006).

Samples were prepared following chemical procedures adapted from Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999). Bulk sediments were sieved and magnetic grains were discarded using a magnetic separator. Pure quartz was obtained from the non-magnetic 250-500 μm fraction by repeated H_2SiF_6 - HCl etching; atmospheric ^{10}Be was subsequently eliminated by sequential dissolutions with diluted HF . After addition of 100 μl of $3.10^{-3} \text{ g g}^{-1}$ Be carrier solution, residual grains were dissolved in a strong HF solution. Upon complete evaporation of SiF_6 , remaining solutions were purified by anion and cation exchange columns, after which alkaline precipitations allowed to extract Be. BeO targets were prepared for measurement at the French National Accelerator Mass Spectrometry facility ASTER in Aix en Provence. The obtained $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios were corrected for procedural blanks ($1.25 \pm 0.20 \times 10^{-14}$) and calibrated against the National Institute of Standards and Technology standard reference material 4325 by using an assigned value of $2.79 \pm 0.03 \times 10^{-11}$ and a ^{10}Be half-life of $1.36 \pm 0.07 \times 10^6$ years (Nishiizumi et al., 2007). Analytical uncertainties (reported as 1σ) include uncertainties associated with AMS counting statistics, AMS external error (0.5%), and chemical blank measurement.

3.3 Topographic metrics and catchment-scale ^{10}Be production rate

In order to deduce catchment-wide denudation rates, a spatially averaged ^{10}Be production rate has been computed for each catchment using a combination of Geographic Information System tools (ArcGis®) and grid calculation algorithms (Matlab® codes) modified from Balco (2001). The calculations are based on a 50-m resolution Digital Elevation Model (DEM) provided by the French *Institut Géographique National*. GIS tools were also used to extract the catchments' main topographic metrics, such as drainage area, mean elevation, mean slope and mean geophysical relief, from the DEM (Table 1).

Four numerical grids (each with 50-m resolution) were produced and combined to compute each catchment's spatially averaged ^{10}Be production rate. The procedure is outlined below:

(1) The modern spallogenic production rate (i.e. induced by neutrons) at sea level and high latitude (SLHL) of 4.49 ± 0.39 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ (Balco et al., 2008 and update to this paper posted at <http://hess.ess.washington.edu/>), computed for internal consistency from the data of Stone (2000) according to the recently published absolute calibration of ^{10}Be AMS standards by Nishiizumi et al. (2007), was scaled for altitude and latitude using scaling factors proposed by Stone (2000). These scaling factors use atmospheric pressure as a function of altitude, taking the physical properties of cosmic-ray particle propagation in the atmosphere into account and including an improved model for the muonic component in the total cosmogenic production. A grid is obtained with the theoretical surface production (Ps_i) for each grid cell.

(2) The topographic shielding factor (Sf_i) was computed for each grid cell following Dunne et al. (1999). The cosmogenic surface production rate may be reduced due to surrounding topography that blocks part of the incoming cosmic-ray flux. In high-relief mountainous areas, accurate calculation of shielding factors is an important issue for catchment-scale cosmogenic denudation rate studies (Norton and Vanacker, 2009). To compute the shielding factor for any point in the catchment, the algorithm scans the DEM within a 20×20 cell square around each grid cell and records the maximum topographic angle for each 5° azimuth bin. These angles are used to compute the topographic shielding factors for each bin, which are integrated to define the cell's shielding factor (Sf_i) that varies between 0 (no cosmogenic nuclide production) and 1 (maximum local production). A grid is produced from which the spatially averaged shielding factor of each catchment can be estimated (Table 2).

(3) ^{10}Be concentrations were measured in the quartz fraction of stream sediments. However, the sampled catchments also drain Mesozoic sedimentary rocks (mainly marl and limestone) that do not contain quartz. Therefore, we used a 1/100 000-scale digital geological map provided by the *Parc National des Ecrins* to delimit areas with Mesozoic sedimentary cover (Figure 1). Only crystalline basement and Quaternary deposits, which provide quartz grains to the system, have been considered. Moreover, low-slope areas ($<3^\circ$) that are not linked to the stream network have also been excluded, as they do not provide sediments to the fluvial system. The ^{10}Be delivery grid defines the capacity (Gc_i) for each cell to either produce ^{10}Be or provide ^{10}Be to the system.

(4) The compilation of the above grids allows us to compute the spatially averaged ^{10}Be production rate (P_c) for each catchment by integrating the combined effects on production rate for each grid cell:

$$P_c = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n ((P_{S_i}) \cdot (Sf_i) \cdot (Gc_i)) \quad (2)$$

where n is the number of grid cells within the catchment. Combining the catchment-averaged production rates and ^{10}Be concentrations of stream sediments, Equation (1) is solved by consecutive iterations to estimate catchment-wide denudation rates (Table 2).

4. Results: Catchment-wide denudation rates versus morphometric parameters

Catchment-wide denudation rates obtained within the Ecrins-Pelvoux massif range from $0.29 \pm 0.06 \text{ mm yr}^{-1}$ (lower Bonne catchment; sample Rd09) to $1.69 \pm 0.31 \text{ mm yr}^{-1}$ (Gironde catchment; sample Rd07) (Table 2; uncorrected production rates). These rates are similar to those reported by Wittmann et al. (2007) in the central Alps. They are also in the same range as both long-term exhumation rates of the massif from thermochronology (Vernon et al., 2008 and references therein) and short-term denudation rates from reservoirs and lake-fills (Sikirdji, 1982; Hinderer, 2001). Inferred apparent ages, which correspond to the time spent within the equivalent mean attenuation length ($\sim 60 \text{ cm}$) for these denudation rates, vary from 0.5 to 2.5 ka (Table 2).

Sample	Sample weight (g)	^{10}Be concentration ($\times 10^6 \text{ at/g}_{(\text{Quartz})}$) ^a	Topographic shielding factor ^b	Mean production rate ^c (at/g yr)		Denudation rate ^{d,e} (mm/yr)		Apparent age ^f (yr)	
				(2)	(3)	(2)	(3)	(2)	(3)
Rd01	37.1	3.87 ± 0.67	0.93	26.24 ± 1.54	19.58 ± 1.15	0.51 ± 0.09	0.38 ± 0.07	1475	1977
Rd02	28.5	2.50 ± 0.44	0.92	28.71 ± 1.69	20.29 ± 1.19	0.86 ± 0.16	0.61 ± 0.11	871	1233
Rd03	18.4	1.71 ± 0.30	0.93	35.94 ± 1.94	20.20 ± 1.19	1.45 ± 0.27	0.89 ± 0.16	518	846
Rd04	33.4	1.60 ± 0.33	0.94	30.66 ± 1.80	21.06 ± 1.24	1.44 ± 0.31	0.99 ± 0.21	523	761
Rd05	40.2	2.23 ± 0.43	0.91	35.49 ± 2.09	19.74 ± 1.16	1.20 ± 0.24	0.67 ± 0.13	629	1131
Rd06	35.8	1.98 ± 0.34	0.91	33.93 ± 2.00	21.14 ± 1.24	1.29 ± 0.23	0.80 ± 0.14	585	939
Rd07	24.1	1.45 ± 0.25	0.92	32.51 ± 1.91	20.51 ± 1.21	1.69 ± 0.31	1.07 ± 0.20	446	707
Rd08	12.8	3.87 ± 0.68	0.94	18.23 ± 1.07	18.08 ± 1.06	0.35 ± 0.07	0.35 ± 0.07	2125	2142
Rd09	14.0	5.07 ± 0.93	0.93	19.72 ± 1.16	18.55 ± 1.09	0.29 ± 0.06	0.27 ± 0.05	2573	2735
Rd10	16.1	4.11 ± 0.82	0.93	21.59 ± 1.27	20.12 ± 1.18	0.39 ± 0.08	0.37 ± 0.08	1906	2045
Mb130	24.9	2.24 ± 0.42	0.95	19.86 ± 1.18	18.78 ± 1.10	0.67 ± 0.13	0.63 ± 0.13	1127	1192
Mb146	29.0	2.47 ± 0.45	0.93	21.49 ± 1.26	18.91 ± 1.11	0.65 ± 0.12	0.57 ± 0.11	1151	1308

Table 2. Cosmogenic nuclide analytical data and ^{10}Be -derived denudation rates. Values are provided uncorrected [columns labelled (2)] and corrected [columns labelled (3)] for LIA glacier extent (see text for discussion). ^a Corrected for chemical blank including 1σ analytical

and blank errors (associated $^{10}\text{Be}/^{\rho}\text{Be}$ blank ratio was $1.25 \pm 0.20 \times 10^{-14}$). ^{10}Be measurements were calibrated against the National Institute of Standards and Technology standard reference material 4325 by using an assigned value of $2.79 \pm 0.03 \times 10^{-11}$ and a ^{10}Be half-life of $1.36 \pm 0.07 \times 10^6$ years (Nishiizumi et al., 2007). ^b Catchment-averaged topographic shielding factor computed from Dunne et al. (1999) using algorithms modified from Balco (2001). ^c Catchment-averaged surface ^{10}Be production rate based on a modern SLHL ^{10}Be production rate of 4.59 ± 0.40 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ that integrates a spallogenic production rate of 4.49 ± 0.39 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ (cf. Section 3.3 for details; Balco et al. 2008 and update to this paper at <http://hess.ess.washington.edu/>) and scaled for latitude, altitude and skyline shielding factors. 1σ uncertainty corresponds to $\sim 9\%$ error on scaling factor (Stone, 2000; Balco et al. 2008 and update to this paper at <http://hess.ess.washington.edu/>). ^d Considering field-calibrated measurements provided by Braucher et al. (2003), ^{10}Be -derived denudation rates are calculated for slow and fast muon contributions to the total ^{10}Be surface production rate of 1.5% and 0.65% respectively, as well as effective attenuation lengths of 150, 1500 and 5300 g cm^{-2} for neutrons, slow and fast muons respectively. ^e 1σ uncertainties include uncertainty on AMS counting statistics, AMS external error (0.5%), chemical blank measurement and scaling factor. ^f Apparent ages correspond to the time spent in the equivalent mean attenuation length (~ 60 cm taking into account a material density of 2.7 g cm^{-3}).

The area of catchments sampled in this study varies over 1.5 orders of magnitude (from 23 km^2 for the Tabuc catchment to 1072 km^2 for the Romanche catchment), whereas variations in geophysical relief, mean catchment elevation and mean slope are moderate (varying by $\pm 35\%$, $\pm 23\%$ and $\pm 16\%$, respectively; Table 1). The aerial extent of quartz-bearing formations represents 47 to 92% of the Ecrins-Pelvoux catchments (Table 1, Figure 1). Exclusion of sedimentary areas diminishes the catchments' size but the patterns for the other topographic metrics are preserved. Mean catchment elevation and geophysical relief slightly increase when excluding sedimentary units, because the highest parts of the massif consist of crystalline rocks, while mean catchment slopes increase because slope distributions have significantly higher modes for crystalline rocks than for sedimentary rocks in the study area (van der Beek and Bourbon, 2008).

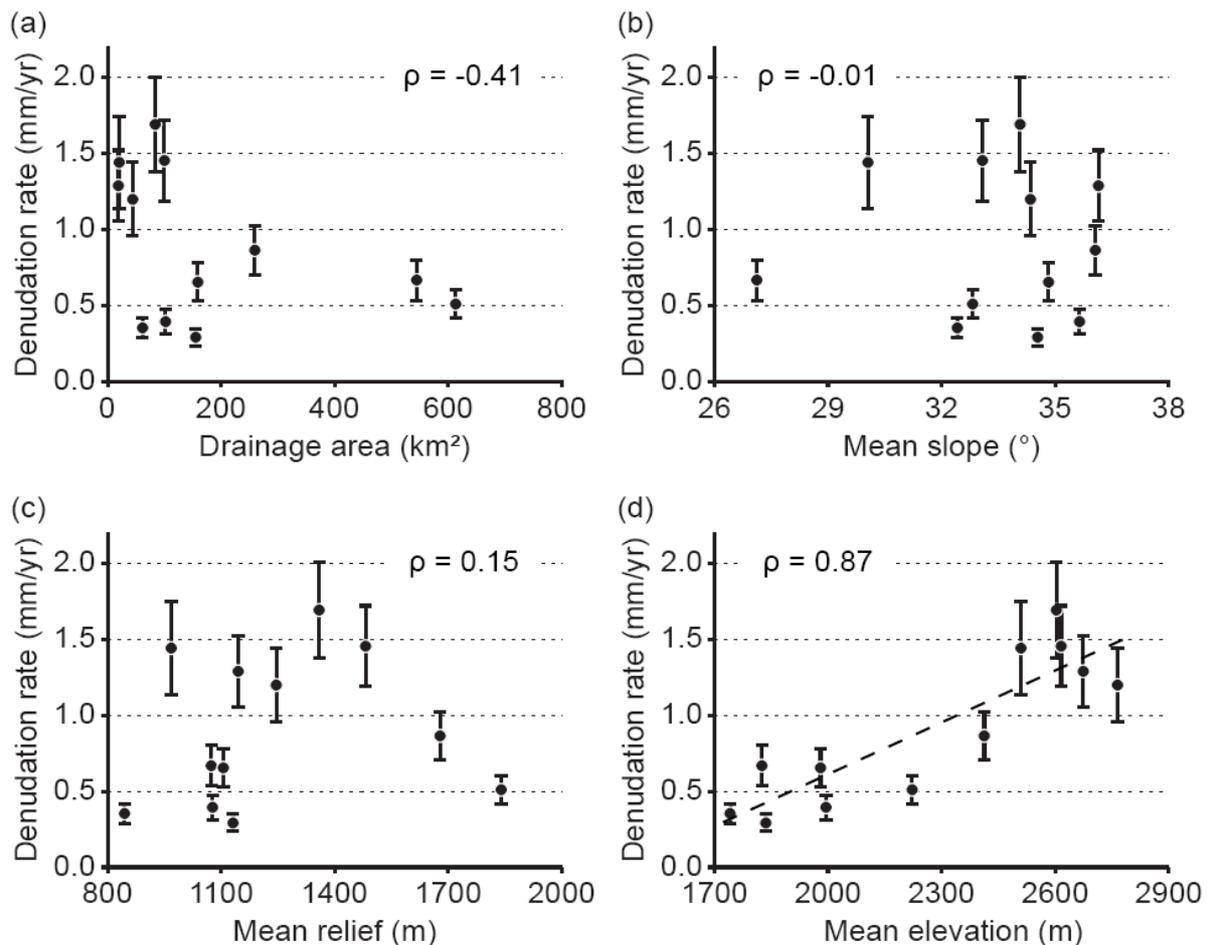


Figure 3. ¹⁰Be-derived catchment-wide denudation rates plotted against main topographic metrics: (a) catchment area, (b) mean catchment slope, (c) mean catchment relief (calculated as mean minus minimum elevation) and (d) mean catchment elevation. Correlation coefficients (ρ) are given for each plot.

To assess potential controls on denudation rates in the Ecrins-Pelvoux massif, ¹⁰Be-derived denudation rates were plotted against topographic metrics for the different catchments (Figure 3). There is only a weak negative correlation between denudation rate and drainage area ($\rho = -0.41$, Figure 3a) and no correlation between denudation rate and either mean slope ($\rho = -0.01$, Figure 3b) or relief ($\rho = 0.15$, Figure 3c). The only statistically significant correlation we have found is between denudation rates and mean catchment elevation ($\rho = 0.87$, Figure 3d), implying that topographically high catchments erode significantly faster than topographically low catchments. However this relation has to be tested in order to verify if any elevation-dependent parameters can bias the observed relation.

5. Discussion

5.1. Potential limitations and biases in inferred denudation rates

In a complex natural geomorphic setting such as the Western European Alps, several assumptions inherent in our calculation of catchment-wide denudation rates may be questioned (Brown et al., 1995; von Blanckenburg, 2006). Although sampling strategy and spatially averaged ^{10}Be production rate calculations have been performed in a manner such as to reduce major bias (cf. Sections 3.2 and 3.3), our initial results have to be considered as maximum spatially averaged denudation rates. Incorporation of shielded and/or buried material into the fluvial system, for example material exhumed from under a thick ice cover, or from moraines or landslide deposits, would tend to dilute the overall ^{10}Be content of the stream sediment, implying an overestimation of catchment denudation rates (e.g. Niemi et al., 2005; Wittmann et al., 2007; Yanites et al., 2009).

We first consider the potential impact of glaciated areas on spatially averaged ^{10}Be production rates and, as a result, on inferred denudation rates. In particular, some of the studied catchments have remained partially glaciated throughout the Holocene. Because glaciers shield bedrock from cosmic rays proportionally to their thickness (surface ^{10}Be production is reduced by a factor e beneath ~ 2 m of ice) but do erode bedrock, glaciated areas provide sediment with low ^{10}Be concentration to the drainage system (Wittmann et al., 2007). Given the millennial timescales over which our ^{10}Be data integrate catchment erosion rates, the Little Ice Age (LIA) glacial extent needs to be taken into account. It has been shown that climatic conditions during the LIA allowed glaciers to advance from their present extension to close to their maximum Holocene extension in the European Alps (e.g., Holzhauser et al., 2005; Joerin et al., 2006). LIA glacier extents in the study area were mapped from well-preserved moraines by Edouard (1978; cf. Figure 1). Within the Ecrins-Pelvoux massif, the relative LIA glacier cover (i.e., the ratio between LIA glacier extent and catchment area) strongly increases with mean catchment elevation (Table 1); the inferred increase in erosion rate with elevation could therefore potentially be an artefact due to LIA glacial cover. In the following, we aim to correct this altitude-dependant bias in ^{10}Be -inferred denudation rates within partially glaciated catchments.

The ^{10}Be concentration measured in stream sediments can be expressed as a mass balance:

$$C_w = \frac{C_f \times \varepsilon_f \times A_f + C_g \times \varepsilon_g \times A_g}{A_w \times \varepsilon_w} \quad (3)$$

where C_w represents the ^{10}Be concentration of a mix of grains derived from either ice-free areas (A_f) eroded at a rate ε_f and characterised by a ^{10}Be concentration C_f , and LIA ice-covered areas (A_g) characterised by ε_g and C_g , respectively. Cosmogenic nuclides from stream sediments cannot resolve spatial variations of denudation rates within a catchment, as the stream sediments represent a mix of grains derived from areas potentially eroded at different rates. Consequently, we assume that denudation is constant within the upstream catchment sampled. Similarly, the estimation of ^{10}Be production attenuation induced by ice shielding is difficult because of the strong spatial variations in thickness of LIA-glaciers within the Ecrins-Pelvoux. We therefore use an end-member scenario by assuming that ^{10}Be production of ice-covered areas was zero during the LIA (i.e. bedrock was totally shielded from cosmic rays), from which it follows that $C_g = 0$ (cf. Equation 1). Therefore, combining Equation (1) and Equation (3) allows expressing the mean catchment denudation rate (ε_w) as:

$$\varepsilon_w = \frac{P_f \Lambda}{C_w} \times \frac{A_f}{A_w} \quad (4)$$

Equation (4) demonstrates that the correction we apply increases as a function LIA glacier extent within a catchment. Note that this approach tends to over-correct spatially averaged production rates because (1) we suppose all LIA glaciers were thick enough to completely shield the bedrock from cosmic radiation, (2) we neglect muonic contributions to ^{10}Be production beneath glaciers, and (3) the LIA glacial extension is a maximum scenario for the timescales recorded by ^{10}Be in our case (Table 2). Assuming non-zero ^{10}Be production rates for ice-covered areas would limit the reduction of inferred denudation rates (Equations (3) and (4)).

We used the map of LIA-glacial extent from Edouard (1978; cf. Figure 1) to perform the correction. A grid was produced that defines binary cell values (G_{li}) that are either 0 (LIA ice covered) or 1 (ice free conditions). Integrating this new grid in Equation (2), we obtain:

$$P_{c(LIA)} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n ((P_{S_i}) \cdot (Sf_i) \cdot (Gc_i) \cdot (Gl_i)) \quad (5)$$

where $P_{c(LIA)}$ is the LIA-corrected spatially averaged ^{10}Be production rate, which integrates the effects of ice-covered areas on ^{10}Be production. In order to estimate catchment-wide denudation rates, we used this LIA-corrected ^{10}Be production rate to solve Equation (1) again by consecutive iterations. Applying the LIA-corrected ^{10}Be production rates leads to decrease inferred denudation rates by 1 (Rd08) to 44% (Rd05). Corrected denudation rates range from $0.27 \pm 0.05 \text{ mm yr}^{-1}$ to $1.07 \pm 0.20 \text{ mm yr}^{-1}$ (Table 2); the correction does not change the relative denudation rates (ranking) between catchments (Table 2, Figure 4b). Thus, a correlation between denudation rates and mean catchment elevation remains even after the correction of the ^{10}Be production rates (Figure 4a), with a lapse rate of about $0.5 \text{ mm yr}^{-1} \text{ km}^{-1}$.

Our approach assumes that erosion rates of ice-covered areas were not significantly different than those free of ice. Most LIA glaciers in the study area were located at high elevations within small cirques (Figures 1 and 2), suggesting these glaciers developed limited erosive power. We can, however, relax this assumption and predict at what rates (ϵ_g) areas covered by LIA glaciers would need to erode to explain the observed variation in ^{10}Be concentration, assuming constant erosion rates for the non-glaciated parts of catchments. Combining Equations (1) and (3) and writing $\epsilon_w = (\epsilon_f A_f + \epsilon_g A_g) / A_w$, we find:

$$\epsilon_g = \left(\frac{P_f \Lambda}{C_w} - \epsilon_f \right) \left(\frac{A_f}{A_g} \right) \quad (6)$$

Fixing ϵ_f to the rate at which the least-glaciated catchment erodes (Rd08; 0.35 mm y^{-1}), we find that ϵ_g needs to vary between 0 and 2 mm y^{-1} , without any correlation to either inferred catchment-averaged erosion rate or degree of LIA glacier extent. While for 3 catchments (Rd03, Mb130 and Mb146) ϵ_g should be 2-10 times larger than ϵ_f to explain catchment-averaged erosion rates, for the others it should be similar or lower (or even negative in two cases). We conclude from these analyses that the observed correlation of erosion rate with elevation is not an artefact of variable LIA glacial cover.

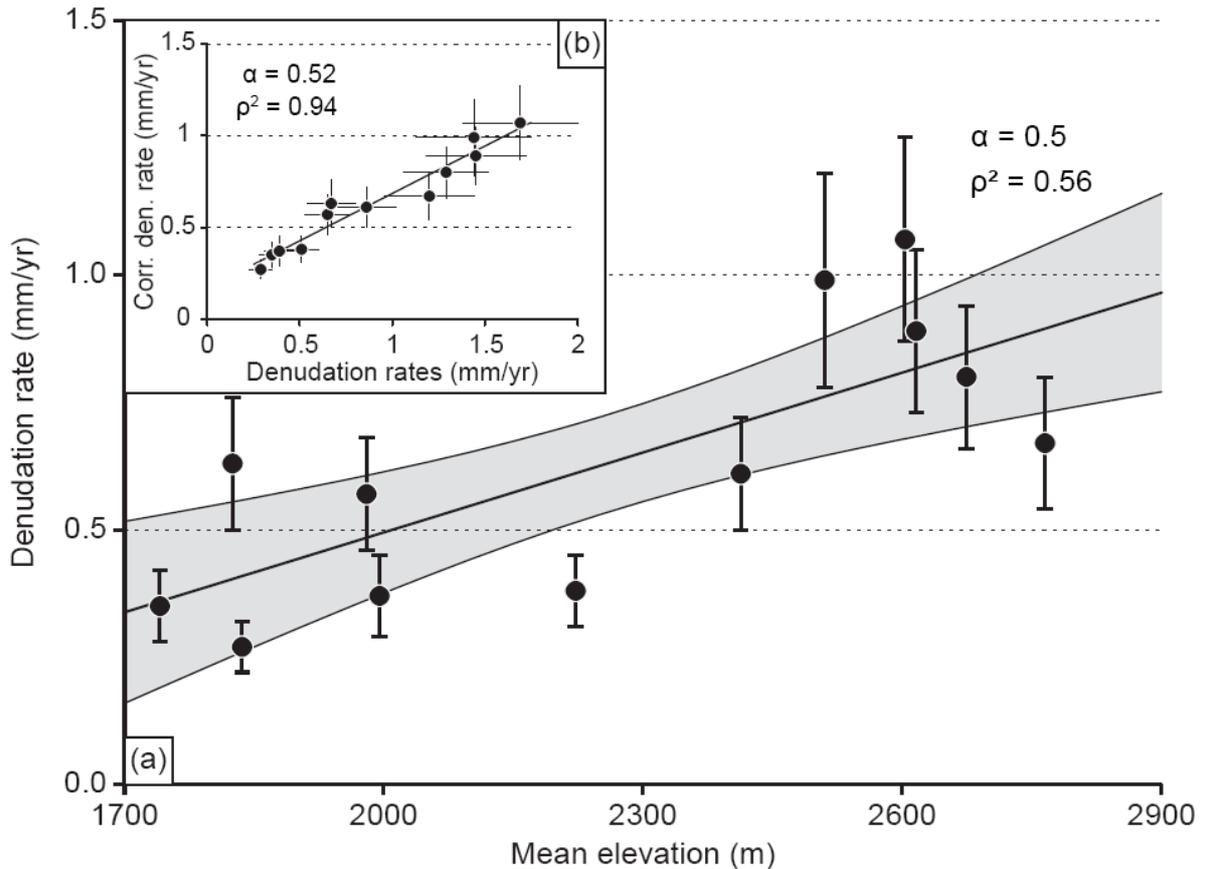


Figure 4. (a) Linear correlation between LIA-corrected ^{10}Be -derived denudation rate and mean catchment elevation. 1σ error on denudation rates, coefficient of determination (ρ^2), elevation-dependant lapse rate in denudation (α , $\text{mm yr}^{-1} \text{ km}^{-1}$) and 95% confidence interval (shaded area) are also shown. As detailed in the main text, as the coefficient of correlation $\rho = 0.75$, there is $< 1\%$ chance that the relation is due to hazard (the correlation coefficient is higher than 0.708, considering 10 degrees of freedom) according to the Bravais-Pearson test. (b) Catchment-wide denudation rates corrected for LIA glacial extent plotted against uncorrected denudation rates. Solid black line is best linear fit; its slope $\alpha = 0.52$ implies that including the LIA glacial correction halves the inferred denudation rates. Coefficient of determination (ρ^2) is also shown.

Another potential bias could result from the fact that the Ecrins-Pelvoux massif has been heavily glaciated during glacial periods. Recent (post-LGM to Younger Dryas; cf. Section 2) glacial retreat may have prevented attainment of cosmogenic steady state, which could lead to an overestimation of ^{10}Be -inferred denudation rates. Therefore, we used the model proposed by Wittmann et al. (2007) to estimate the time needed for a rock surface to recover cosmogenic secular equilibrium assuming complete zeroing by glaciation for the range of

denudation rates that we obtained. Considering typical analytical uncertainties (c.a. 20%), we calculate that cosmogenic steady state is reached after c.a. 13 and 3.6 ka for denudation rates of 0.27 and 1.05 mm yr⁻¹, respectively (i.e. our lowest and highest catchment denudation rates). Thus, since glacial retreat within the Ecrins-Pelvoux massif started before ~18 ka in the lowest catchments and was complete by ~10 ka in the highest catchments (Brocard et al., 2003; Delunel et al., 2010), our results are in overall agreement with the steady-state assumption (Tables 1 and 2).

Finally, our study does not consider ¹⁰Be production attenuation due to snow cover (e.g., Schildgen et al., 2005). We have recently obtained data provided by *Electricité de France* for cosmic-ray snow-gauges located throughout the Ecrins-Pelvoux massif (six of the temperature stations represented in Figure 1), which show that snow accumulation is non-negligible and both snow-cover thickness and persistence are likely to be elevation-dependant (Delunel et al., manuscript in prep.). The inferred mean annual attenuation in cosmic ray intensity increases nearly linearly with station altitude from 0 at Grenoble (220 m, Figure 1) up to 28% at c.a. 2200 m (Agnelin station, Table 3), following an altitudinal gradient of about 10% km⁻¹. Applying the inferred relationship between snow-cover induced cosmic ray attenuation and elevation to mean catchment elevations allow us to roughly estimate that mean catchment ¹⁰Be production rates may have to be decreased by 17% for the Roizonne catchment (Rd08, 1741 m mean elevation; Table 1) to 29% for the Saint Pierre catchment (Rd05, 2765 m mean elevation; Table 1). Including such a correction would diminish the increase of erosion rate with elevation to about 0.3 mm yr⁻¹ km⁻¹, but the correlation between denudation rates and mean catchment elevation would not be affected. However, such an approach would probably seriously overestimate the snow-cover effect, as we have used data from only six cosmic-ray snow-gauges, all located on low-relief areas prone to larger than average snow cover. Simply extrapolating over the entire Ecrins-Pelvoux massif does not take into account the spatial variability that characterises snow-cover thickness and persistence. Snow cover is both more abundant and persistent in sheltered valley bottoms and cirques than on steep and windy rock-crests and summits, which strongly contribute to the overall ¹⁰Be production rate. Moreover, the cosmic-ray snow-gauge record covers only the last decade and extrapolating these results to millennial timescales is not straightforward. We therefore consider that realistically including snow-cover effects in ¹⁰Be inferred quantification of spatially averaged denudation rates needs further development. However, even if our results could be slightly biased

because of snow-cover attenuation of ^{10}Be production, the relationship between denudation rates and mean catchment elevation appears robust.

5.2 Controls on spatially averaged erosion rates

The correlation between denudation rates (corrected for LIA glacial cover) and mean catchment elevation can be considered as linear since it satisfies the Bravais-Pearson test (Rollinson, 1994). Mean catchment elevation explains more than 50% ($\rho^2 = 0.56$) of the scatter in denudation rates obtained from sampled catchments. The efficiency of denudation processes increases with elevation in the Ecrins-Pelvoux massif at a lapse rate of about $0.5 \text{ mm yr}^{-1} \text{ km}^{-1}$ (Figure 4a). Note that this is a conservative estimate for the role of elevation in setting denudation rates, as we have based the correlation on denudation rates that were over-corrected for potential bias induced within partially glaciated catchments.

Similar relations between ^{10}Be -based catchment denudation rates and mean catchment elevation, without a clear correlation to other morphometric parameters, have been obtained in other studies (e.g., Wittmann et al., 2007; Stock et al., 2009). The lack of correlation between denudation rates and either mean catchment relief or slope can be explained by the pre-eminence of gravitational processes in steep mountain landscapes (Binnie et al., 2007), such that slopes are at a threshold value that is independent of denudation rate (Schmidt and Montgomery, 1995; Montgomery and Brandon, 2002). There is no correlation between denudation rates and catchment hypsometry or extent of crystalline bedrock either (Table 1), implying that neither catchment morphology nor lithology plays a role in setting denudation rates.

Some of these previous studies have suggested a strong tectonic control on denudation rates. In particular, Wittmann et al. (2007) showed that catchment-wide denudation rates sampled along a north-south transect across the Swiss Alps strongly correlate with recent (geodetic) uplift rates and suggested that uplift, elevation and denudation are coupled in the Alps through isostatic feedbacks (see also Champagnac et al., 2009). However, in the absence of active faulting, the minimum wavelength for spatial variations in uplift rate is set by the flexural rigidity of the lithosphere and is of the order of 100 km in the Alps (e.g., Champagnac et al., 2007; 2009). Therefore, tectonic uplift rate should be uniform within the spatially restricted (~50 km diameter) Ecrins-Pelvoux massif studied here, even though the

variability in catchment-wide denudation rates is nearly as large as that recorded by Wittmann et al. (2007) across the entire central Alps.

An alternative explanation for the variation in ^{10}Be -derived denudation rates within the Ecrins-Pelvoux massif over post-glacial timescales involves climatic control through periglacial frost-shattering processes. As temperature decreases with altitude, periglacial processes intensify, as indicated by the systematic presence of regolith and frost-shattered debris cover on the highest slopes of the massif and the jagged morphology of crests and summits (Figure 2). Many studies have demonstrated the importance of frost-controlled processes on the evolution of alpine and arctic landscapes (e.g., Coutard and Francou, 1989; Matsuoka, 1990; Small et al., 1997; cf. Hales and Roering, 2007 for a review). In the Alps, frost-shattered debris are produced on the summits and highest slopes and subsequently fed into the drainage system through extensive scree slopes and rockfalls (e.g., Stoffel et al., 2005; Cossart et al., 2008; cf. Figure 2).

5.3. Modelling frost-cracking control on denudation rates

In order to test the hypothesis of frost-cracking control on denudation rates, we use available temperature records of the Ecrins-Pelvoux massif compiled from Corona (2007), augmented by unpublished data provided by *Electricité de France* (Figure 1, Table 3). Daily temperature measurements within the Ecrins-Pelvoux massif were used to establish the regional altitudinal lapse rate in Mean Annual Air Temperature (MAAT; Figure 5a) as well as the altitudinal gradient in annual temperature variability (Figure 5b).

As a first-order approach, the mean daily air temperature record allows estimating the annual frequency of freeze-thaw cycles (Table 3), which increases with elevation. However, although frost shattering is traditionally envisioned to occur through freeze-thaw cycles, it has recently been demonstrated that segregation ice-lens growth is probably a more efficient mechanism (Murton et al., 2006). Therefore, we use the one-dimensional heat-flow model of Hales and Roering (2007) to compute a proxy of the frost-cracking intensity for each catchment. This model is based upon the theory proposed by Walder and Hallet (1985), in which a water film can migrate through the rock porosity and fractures toward cold fringes where free water freezes, allowing ice lenses to grow and leading the rock to crack. The model is built on the assumptions that the maximum ice-growth rate is attained within the “frost-cracking window”

(Anderson, 1998) where rock temperatures are between -3 and -8 °C, and that free water is available to feed ice-lens growth from either the surface or groundwater (Hales and Roering, 2007).

Temperature stations ^a	Time series (yr)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Elevation (m)	MAAT ^b (°C)	Minimum MMAT ^c (°C)	Maximum MMAT ^d (°C)	Ta ^e (°C)	Freeze-thaw cycles ^f (yr ⁻¹)
Vaujany	1961–2004	45.1	6.0	772	8.68	-0.31	17.82	9.06	-
Chambon Dam	1950–1975	45.0	6.1	1050	8.05	-1.69	17.59	9.64	-
La Grave	1954–2004	45.1	6.3	1780	4.94	-4.44	14.41	9.43	-
St-Christophe-en-Oisans	1961–2004	44.9	6.2	1570	6.01	-1.46	14.87	8.16	-
Le Monétier-les-Bains	1961–2004	45.0	6.5	1490	6.14	-2.64	15.56	9.10	-
La Salette-Fallavaux	1970–2004	44.9	6.0	1770	5.02	-1.53	13.53	7.53	-
Plan de l'Alpe	1984–1998	45.0	6.4	2060	3.25	-3.68	12.34	8.01	-
Agnelin	2003–2008	45.2	6.1	2217	1.71	-4.57	10.22	7.40	45
Cézanne	2001–2008	44.9	6.4	1877	4.50	-3.32	14.03	8.68	31
Chardonnet	2003–2008	45.0	6.5	2438	0.87	-4.92	9.87	7.39	41
Lac Noir	2003–2008	45.1	6.2	2445	1.17	-5.16	10.18	7.67	38
Mont Sec	2002–2008	45.1	5.8	1130	7.83	0.02	17.44	8.71	27
Prapic	2002–2008	44.7	6.4	2492	1.58	-4.73	9.78	7.26	38

Table 3. Temperature station locations, available time series and observed climate characteristics. ^a Temperature data for stations Vaujany to Plan de l'Alpe are from Corona (2007); those for stations Agnelin to Prapic are provided by EDF. ^b Mean Annual Air Temperature (°C) calculated as the mean of monthly temperatures. ^c Minimum Mean Monthly Air temperature (°C) calculated as the mean temperature of the coldest month (February). ^d Maximum Mean Monthly Air Temperature (°C) calculated as mean temperature of the warmest month (July). ^e Half annual temperature range calculated as (max. MMAT – min. MMAT)/2. ^f Mean number of annual freeze-thaw cycles. One cycle is counted each time $T(d)/T(d-1) < 0$ where d is a day and $d-1$ the day before.

Assuming that air temperature locally evolves around the MAAT as a one-year-period sinusoid, the amplitude of which is equal to half the annual air temperature variability (Ta), the model proposed by Hales and Roering (2007) allows estimating the variation of rock temperature through time and depth by solving the time-dependent heat conduction equation:

$$T_{(z,t)} = MAAT + Ta e^{-z\sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}}} \sin\left(\frac{2\pi t}{P} - z\sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}}\right) \quad (7)$$

where T is temperature (°C), z is depth below the surface (cm), t is time (days), α is thermal diffusivity (1-2 mm² s⁻¹ for most rocks; Anderson 1998), and P is the one-year period of the sinusoid. These data were used to estimate daily rock-temperature curves as a function of depth for each catchment cell, for both present-day and LIA conditions. The latter were calculated using a temperature drop of 0.3 °C during the LIA (Böhm et al., 2001; Casty et al., 2005) and assuming that the lapse rate was equal to the present-day.

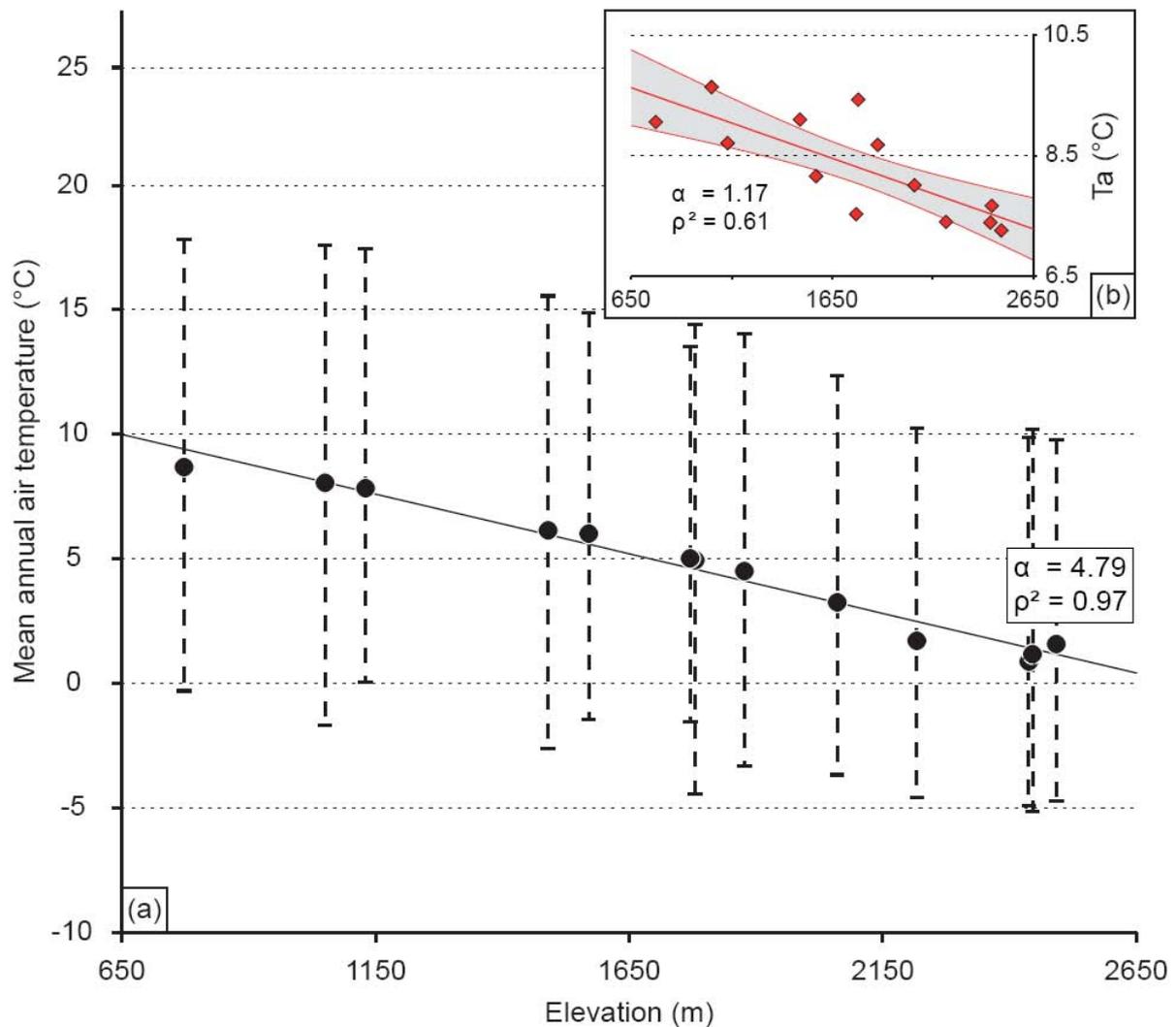


Figure 5. Present day mean annual temperature characteristics as a function of station elevation used to feed frost-cracking model. (a) Mean Annual Air Temperature (black circles) as well as intra-annual variability (dashed lines) plotted against station elevation. The MAAT lapse rate (α , °C km⁻¹), best linear fit (solid line) and coefficient of determination (ρ^2) are also shown. (b) Half intra-annual variability (T_a) as a function of elevation. T_a lapse rate (α , °C km⁻¹), best linear fit (solid red line), 95% confidence interval (shaded area) and coefficient of determination (ρ^2) are also shown.

Following Hales and Roering (2007), we define the depth-integrated frost-cracking intensity (DFCI) as the integral of the absolute temperature gradient within the frost-cracking window (-3 to -8 °C), provided that free water is available. This is the case either when air temperature is positive and the near-surface temperature gradient negative (water can percolate down) or

when both the lower-boundary temperature (set equal to the MAAT) and the near-surface temperature gradient are positive (free water can percolate up).

Catchment	Mean catchment MAAT ^a (°C)	Mean catchment Ta ^b (°C)	Mean depth-integrated frost cracking intensity ^c (°C/cm)
Romanche	2.84 ± 0.01 (2.90 ± 0.01)	7.95 ± 0.00 (7.89 ± 0.00)	101.4 ± 0.25 (97.94 ± 0.24)
Veneon	1.86 ± 0.01 (1.94 ± 0.01)	7.71 ± 0.00 (7.66 ± 0.00)	114.55 ± 0.41 (113.69 ± 0.38)
Upper Romanche	1.06 ± 0.02 (1.16 ± 0.01)	7.52 ± 0.00 (7.47 ± 0.00)	117.03 ± 0.77 (117.45 ± 0.71)
Tabuc	1.32 ± 0.03 (1.54 ± 0.02)	7.58 ± 0.01 (7.56 ± 0.01)	143.96 ± 1.54 (142.98 ± 1.44)
Saint Pierre	0.08 ± 0.03 (0.34 ± 0.02)	7.28 ± 0.01 (7.27 ± 0.01)	109.91 ± 1.07 (105.43 ± 0.98)
Celse Niere	0.80 ± 0.04 (1.00 ± 0.03)	7.45 ± 0.01 (7.43 ± 0.01)	128.44 ± 1.50 (120.32 ± 1.42)
Gyr	1.09 ± 0.02 (1.23 ± 0.02)	7.53 ± 0.00 (7.49 ± 0.00)	110.72 ± 0.72 (104.40 ± 0.67)
Roizonne	4.48 ± 0.01 (4.77 ± 0.01)	8.36 ± 0.00 (8.35 ± 0.00)	71.03 ± 0.62 (61.95 ± 0.58)
Bonne	4.15 ± 0.01 (4.39 ± 0.01)	8.28 ± 0.00 (8.26 ± 0.00)	82.32 ± 0.42 (75.08 ± 0.40)
Upper Bonne	3.40 ± 0.01 (3.64 ± 0.01)	8.09 ± 0.00 (8.08 ± 0.00)	97.85 ± 0.54 (89.43 ± 0.51)
Drac	4.20 ± 0.01 (4.41 ± 0.01)	8.29 ± 0.00 (8.27 ± 0.00)	81.80 ± 0.22 (74.62 ± 0.21)
Severaisse	3.61 ± 0.01 (3.76 ± 0.01)	8.14 ± 0.00 (8.10 ± 0.00)	90.57 ± 0.41 (82.91 ± 0.38)

Table 4. *Synthesis of spatially averaged temperature characteristics and frost-cracking model predictions.* ^a *Catchment-wide Mean Annual Air Temperature (°C) calculated from the altitudinal temperature gradient of Figure 5a.* ^b *Catchment-wide half annual temperature range (°C) calculated from the empirical relation defined in Figure 5b.* ^c *Mean catchment depth-integrated frost cracking intensity (°C cm⁻¹) calculated using the model of Hales and Roering (2007). Values in black correspond to estimated LIA conditions, while shaded values in brackets correspond to present-day conditions. See text for discussion.*

The mean annual DFCI is assumed to provide the potential frost-cracking intensity for a given MAAT and T_a (Hales and Roering, 2007). Once calculated for every catchment cell and spatially averaged using GIS, we use the mean catchment DFCI (Table 4) as a proxy for frost-shattering efficiency within a given catchment. Figure 6 shows that catchment-wide ¹⁰Be denudation rates are well correlated to mean catchment DFCI calculated for LIA conditions: mean catchment DFCI can explain more than half the variability of ¹⁰Be-derived denudation rates in this study ($\rho^2 = 0.55$; Figure 6). Table 4 shows that slight differences between LIA and present-day temperature conditions would only imply about 3% reduction of mean catchment DFCI when it is calculated from present-day data. Moreover, parameters such as local hillslope orientation or mechanical properties of the bedrock (e.g. porosity or fracture density) were not included into our model. Such intrinsic factors have been shown to be a significant cause for the spatial variability in frost-shattering intensity (Coutard and Francou, 1989). Integrating the spatial variation of those parameters (i.e., as a weighting factor) into our model could improve the correlation between catchment-wide denudation rates and our frost-shattering index. However, we have demonstrated here that periglacial processes such as frost shattering impose a major control on catchment denudation over at least the last 1.5 ka

(the mean apparent age of our samples), which could be extrapolated up to mid-Holocene times (~7.5 ka BP) when assuming steady temperature conditions over Europe over this timescale (Davis et al., 2003).

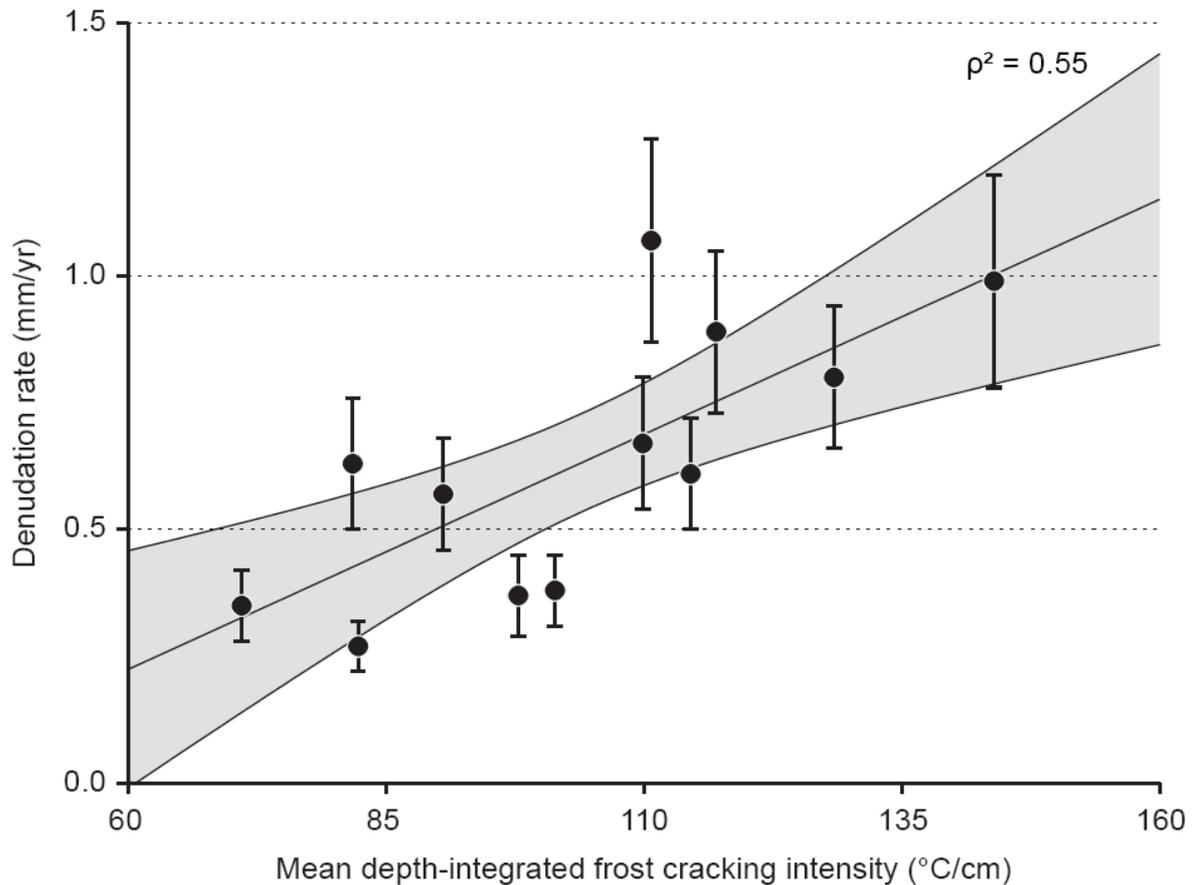


Figure 6. Correlation between catchment-wide ^{10}Be -derived denudation rates and spatially averaged DFCI modelled for LIA conditions (see text for explanations). Best linear fit (solid black line), 95% confidence interval (shaded area) and coefficient of determination (ρ^2) are also represented.

5.4. Implications: climatic control on mountain topography

The fact that frost-shattering processes, which are most active high on the slopes, impose a major control on catchment denudation within the Ecrins-Pelvoux massif implies that sediment delivery to the fluvial system is controlled by rockfalls and scree-slope processes, as observed throughout the western Alps (e.g., Stoffel et al., 2005; Cossart et al., 2008). Our results imply that the intensity of gravitational processes should increase as a function of elevation, induced by intensification of periglacial processes (Figure 2). This poses a potential

problem because ^{10}Be -inferred catchment denudation rates tend to be overestimated in landslide-dominated landscapes (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009) where surface erosion is episodic (Small et al., 1997). Frost-controlled rockfall activity involves various scales of rock thickness, varying between 10^{-3} and 1 m as shown by debris-size studies of rock-glacier materials (cf. Coutard and Francou, 1989 and Haeberli et al., 2006 for reviews) and our own field observations. This is consistent with our model predictions for the average frost-cracking depth, which varies from 0 (at 1600 m elevation) to 1.6 m (at 2700 m). ^{10}Be concentrations will be diversely affected as a function of debris thickness (Small et al., 1997; Muzikar, 2009): relative variability in cosmogenic nuclide concentration at the surface may be 50-80% for block thicknesses that are of the same order as production decay length (Muzikar, 2008; 2009). However, mixing significantly diminishes this variability in fluvial sediment samples, especially for shallow landslide depths and larger catchments (Niemi et al., 2005; Yanites et al., 2009) so that this potential problem can be safely discarded. If the effect of episodic erosion significantly disturbed the signal in our study area we would not expect to find a clear correlation with elevation.

Another implication of the observed elevation-dependence on denudation rates is that relief on the scale of the massif should be reduced during interglacial periods. The Hales and Roering (2007) model predicts that frost-shattering efficiency decreases rapidly when the MAAT becomes negative, because free groundwater is not available in permafrost conditions. Our correlation between MAAT and elevation (Figure 5) suggests this should be the case above 2700 m and our data show a hint of this effect, as denudation rates appear to decrease with elevation for the 4 highest catchments (Figure 4), as predicted by the model (Table 4). Catchments with mean elevations above 2700 m that are sufficiently large for meaningful cosmogenic determination of denudation rates are rare in the Alps, limiting our ability to verify this prediction of the model. During glacial times, however, when MAAT was 10-15°C lower than during the late Holocene (e.g., Wu et al., 2007), extensive areas were covered by ice, with protruding nunataks affected by intense permafrost and very limited frost shattering. Glacial conditions would thus promote relief increase in the massif by promoting glacial erosion of trunk valleys and limiting periglacial erosion of summits.

More generally, our results imply that climatically-controlled frost-shattering processes could promote erosion in focused areas within alpine topography, limiting topographic elevations through a frost “buzzsaw” mechanism, as recently proposed by Hales and Roering (2009). This

climatic control may provide a mechanistic link for the inferred feedback between uplift, elevation and denudation rates in the European Alps (e.g., Wittmann et al., 2007; Champagnac et al., 2009): the altitudinal temperature gradient provides the link between elevation and erosion rates, whereas isostatic rebound maintains high-elevation areas within the altitudinal range where frost-cracking is efficient. It also suggests that the observed correlation between hypsometric maxima of orogens and snowline elevation (Brozovic et al., 1997; Egholm et al., 2009) may result from efficient periglacial rather than glacial processes.

6. Conclusions

Catchment-scale denudation rates in the Ecrins-Pelvoux massif (French Western Alps), inferred from in situ produced ^{10}Be measurements of stream sediment, vary from 0.27 ± 0.05 to 1.07 ± 0.20 mm yr^{-1} when corrected for LIA glacial cover. These results are in close agreement with previously published post-glacial denudation rates determined in the European Alps. The comparison between ^{10}Be -derived denudation rates and catchment topographic metrics highlights a linear relationship between denudation rates and mean catchment elevation, in the absence of any other significant correlation. As present-day rock uplift can be assumed uniform throughout the Ecrins-Pelvoux massif, we interpret the spatial variation of denudation rates as being controlled by climatically driven processes. The assessment of potential frost-shattering control on post-glacial denudation has been quantified by numerical modelling, using daily temperature records for the massif. Numerical model predictions are able to explain more than half of the variation in measured denudation rates. Hence, our study suggests that present-day denudation of this mountain belt is controlled by climatic factors, which could have important implications for the interpretation of variability in denudation rates on larger spatial scales. These results imply that frost-shattering processes have to be considered as an important control on the post-glacial topographic evolution of mid-latitude mountain belts.

Acknowledgments:

This study forms part of R. Delunel's PhD project, funded by a PhD grant from the French Ministry of Research and Higher Education, and *Agence Nationale de la Recherche* project

no. ANR-08-BLAN-0303-01 “Erosion and Relief Development in the Western Alps” granted to PvdB. AMS measurements at the ASTER facility are supported by INSU-CNRS. We thank *Electricité de France – Direction Technique Générale* (EDF-DTG) Grenoble for access to temperature records and the *Parc National des Ecrins* for providing a digital geologic map. Silke Merchel, Régis Braucher and Laetitia Léani assisted in chemical preparation; Maurice Arnold and Georges Aumaître performed the AMS measurements at ASTER. We also thank Benoit Dubacq for assistance in code development and Jean-Daniel. Champagnac for valuable discussions and suggestions. Constructive reviews by Fritz Schlunegger and an anonymous reviewer significantly improved the manuscript.

References

- Anderson, R.S., 1998. Near-surface thermal profiles in Alpine bedrock: Implications for the frost weathering of rock. *Arctic & Alpine Research*, 30: 362-372.
- Anderson, R.S., Molnar, P. and Kessler, M.A., 2006. Features of glacial valley profiles simply explained. *Journal of Geophysical Research* 111: F01004, doi:10.1029/2005JF000344.
- Bailly-Maître, M.-C., Monjuvent, G. and Mathoulin, V., 1997. Les quatre anciens lacs de l'Oisans (Alpes françaises du Nord). *Revue de Géographie Alpine* 85: 33–52.
- Balco, G., 2001. Cosmogenic isotope production rates over large areas. http://depts.washington.edu/cosmolab/P_by_GIS.html.
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton N.A. and Dunai T.J, 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3: 174-195.
- Beaudevin, C., 2000. Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines. *Géologie Alpine* 76: 83-116.
- Bierman, P. R., Steig, E. J., 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundance in sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 125-139.
- Binnie, S.A., Phillips, W.M., Summerfield, M.A. and Fifield, L.K., 2007. Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. *Geology* 35: 743-746.
- Böhm, R., et al., 2001. Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology* 21: 1779-1801.

- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L. and Colin, F., 2003. In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211: 251-258.
- Brocard, G.Y., van der Beek, P.A., Bourlès, D.L., Siame, L.L. and Mugnier, J.-L., 2003. Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters* 209: 197-214.
- Brown, E.T., et al., 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using *in situ* produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2269-2283.
- Brown, E.T., et al., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of *in-situ*-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters* 129: 193-202.
- Brown, E.T., et al., 1998. Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguas River, Puerto Rico) using *in-situ* produced ^{10}Be in river-borne quartz. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 723-728
- Brozovic, N., Burbank, D.W. and Meigs, A.J., 1997. Climatic limits on landscape development in the northwestern Himalaya. *Science* 276: 571-574.
- Calais, E., Nocquet, J.-M., Jouanne, F. and Tardy, M., 2002. Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, 1996–2001. *Geology*, 30: 651–654.
- Casty, C., et al., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25: 1855-1880.
- Cederbom, C.E., Sinclair, H., Schlunegger, F. and Rahn, M., 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32: 709-712.
- Champagnac, J.-D., et al., 2007. Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35: 195-198.
- Champagnac, J.-D. et al., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474: 236-249.
- Corona, C., 2007. Conséquences du réchauffement climatique sur une pinède de basse altitude des Alpes du Nord : l'exemple du versant de la Grande Aiguille, Massif des Ecrins, France. PhD Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, 700 p.

- Cossart, E., et al., 2008. Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95: 3-26.
- Coutard, J.-P. and Francou, B., 1989. Rock temperature measurements in two Alpine environments: Implications for frost shattering. *Arctic & Alpine Research* 21: 399-416.
- Davis, B.A., et al., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22: 1701-1716.
- Delunel, R., van der Beek, P.A., Carcaillet, J. and Bourlès, D.L., 2010. Deglaciation chronology of the Ecrins-Pelvoux massif (French Western Alps) revealed from new ^{10}Be and ^{26}Al Cosmic Ray Exposure ages. *Geophysical Research Abstracts* 12, EGU2010-9320
- Dumont, T., Champagnac, J.D., Crouzet, C. and Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss J. Geosci.* 101: 89-110.
- Dunne, J., Elmore, D. and Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27: 3-11.
- Edouard, J.L., 1978. La glaciation dans le massif de l'Oisans. Contribution à la connaissance des fluctuations glaciaires postwürmiennes. PhD Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 329 p.
- Egholm, D.L., Nielsen, S.B., Pedersen, V.K. and Lesemann, J.E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460: 884-887.
- Gosse, J.C. and Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application, *Quaternary Science Reviews* 20: 1475–1560.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W. and Finkel, R., 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *Journal of Geology* 104: 249-257.
- Gudmundsson, G.H., 1994. An order-of-magnitude estimate of the current uplift rates in Switzerland caused by the Wurm alpine glaciation. *Eclogae Geologicae Helveticae* 87: 545-557.
- Haerberli, W. et al., 2006. Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17: 189-214.

- Hales, T. C. and Roering, J.J., 2007. Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research* 112. F02033, doi:10.1029/2006JF000616
- Hales, T. C. and Roering, J.J., 2009. A frost "buzzsaw" mechanism for erosion of the eastern Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 107: 241-253
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14: 231-263.
- Holzhauser, H., Magny, M., and Zumbühl, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15: 789-801.
- Ivy-Ochs, S., et al., 1996. The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . *Eclogae Geologicae Helvetiae* 89: 1049-1063.
- Ivy-Ochs, S., et al., 2004. Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97: 47-55.
- Joerin, U. E., Stocker, T.F. and Schlüchter, C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16: 697-704.
- Jouanne, F., Ménard, G. and Darmendrail, X., 1995. Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains: Data from leveling comparisons. *Tectonics* 14, 606-616.
- Kahle, H. G., et al., 1997. Recent crustal movements, geoid and density distribution: contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: Pfiffner, O.A. et al. (Eds.), *Results of the National Research Program*. A. Birkhäuser, Basel, NRP: 251-259.
- Kelly, M.A., Kubik, P.K., von Blanckenburg, F. and Schlüchter, C., 2004. Surface exposure dating of the Great Aletsch Glacier Egesen moraine system, western Swiss Alps, using the nuclide ^{10}Be . *Journal of Quaternary Science* 19: 431-441.
- Lal, D., 1991. Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104: 424-439.
- MacGregor, K. R., Anderson, R.S., Anderson, S.P. and Waddington, E.D., 2000. Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. *Geology* 28: 1031-1034.
- Matsuoka, N., 1990. The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms* 15: 73-90.

- Merchel, S. and Herpers, U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84: 215-219.
- Mitchell, S.G. and Montgomery, D.R., 2006. Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research*, 65: 96-107.
- Molnar, P. and England, P., 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, 346: 29-34.
- Monjuvent, G., 1978. Le Drac : Morphologie, Stratigraphie et Chronologie Quaternaire d'un Bassin Alpin. Editions du CNRS, Paris, 433 p.
- Monjuvent, G., 1980. Glaciations Quaternaires dans les alpes Franco-suissees et leur piedmont. *Geologie Alpine* 56: 251-283.
- Montgomery, D. R. and Brandon, M. T. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 201: 481-489.
- Murton, J. B., Peterson, R and Ozouf, J.-C., 2006. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* 314: 1127-1129.
- Muzikar, P., 2008. Cosmogenic nuclide concentrations in episodically eroding surfaces: Theoretical results. *Geomorphology* 97: 407-413.
- Muzikar, P., 2009. General models for episodic surface denudation and its measurement by cosmogenic nuclides. *Quaternary Geochronology* 4: 50-55.
- Niemi, N. A., et al., 2005. Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters* 237: 480-498.
- Nishiizumi, K., et al., 2007. Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 258: 403-413.
- Norton, K. P. and Vanacker, V., 2009. Effects of terrain smoothing on topographic shielding correction factors for cosmogenic nuclide-derived estimates of basin-averaged denudation rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 145-154.
- Norton, K.P., von Blanckenburg, F. and Kubik, P.W., 2010. Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 35: 651-662.
- Rollinson, H., 1994. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, John Wiley & Sons, 352p.

- Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. and Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 441-458.
- Schildgen, T.F., Phillips, W.M. and Purves, R.S., 2005. Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64: 67-85.
- Schlunegger, F. and Hinderer, M., 2001. Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13: 425-432.
- Schlunegger, F. and Hinderer, M., 2003. Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. *Terra Nova*, 15: 88-95.
- Schmidt, K.M. and Montgomery, D.R., 1995. Limits to relief. *Science*, 270: 617-620.
- Sikirdji, L., 1982. Etude sédimentologique et géotechnique des alluvions déposées dans la retenue du Chambon (vallée de la Romanche - Isère) après 45 ans d'exploitation. PhD Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 195 pp.
- Small, E. and Anderson, R.S., 1995. Geomorphically driven late Cenozoic rock uplift in the Sierra Nevada, California. *Science*, 270: 277-280.
- Small, E. E., Anderson, R. S., Repka, J. L. and Finkel, R., 1997. Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ Be-10 and Al-26. *Earth and Planetary Science Letters* 150: 413-425.
- Stock, G. M., et al., 2009. Spatial and temporal variations in denudation of the Wasatch Mountains, Utah, USA. *Lithosphere* 1: 34-40.
- Stoffel, M. et al., 2005. Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest - a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology*, 68: 224-241.
- Stone, J. O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105: 23753-23759.
- Summerfield, M. A. and Hulton, N. J. 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 99: 13871-13883.
- Valla, P.G., van der Beek, P.A. and Carcaillet, J., 2010. Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ¹⁰Be. *Terra Nova*, 22: 18-25.
- van der Beek, P. and Bourbon, P., 2008. A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology* 97: 52-72.

- Vernon, A.J., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D. and Rahn, M.K., 2008. Increase in Late Cenozoic denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission track thermochronology database. *Earth and Planetary Science Letters*, 270: 316-329.
- Vernon, A.J., van der Beek, P.A. and Sinclair, H., 2009. Spatial correlation between long-term exhumation rates and present-day forcing parameters in the western European Alps. *Geology*, 37: 859-862.
- von Blanckenburg, F., 2006. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 242: 223-239.
- Walder, J. and Hallet, B., 1985. A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin* 96: 336-346.
- Wittmann, H., et al., 2007. The relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *Journal of Geophysical Research* 112: F04010, doi:10.1029/2006JF000729.
- Wu, H., Guiot, J., Brewer, S. and Guo, Z., 2007. Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Climate Dynamics*, 29: 211-229.
- Yanites, B.J., Tucker, G.E. and Anderson, R.S., 2009. Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 114: F01007, doi:10.1029/2008JF001088.

Chapitre IV :

Estimation du bilan sédimentaire ^{10}Be produit *in-situ* dans le bassin versant du Vallon des Etages

Introduction

Nous avons proposé dans le chapitre précédent (Delunel et al., 2010), que la corrélation observée entre les taux de dénudation moyennés et l'altitude moyenne des bassins versants du massif des Ecrins-Pelvoux était induite par l'intensification des processus de gélifraction en altitude. Nous avons cependant souligné la difficulté d'appréhender la variation spatiale des vitesses d'érosion à l'intérieur d'un même bassin versant à partir de la mesure de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* d'un unique prélèvement d'alluvions. De plus, il apparaît que l'englacement récent et/ou actuel relativement important à l'échelle de certains bassins versants (>10%) pourrait représenter un biais pour l'estimation des taux de dénudation moyens à partir de la mesure des nucléides cosmogéniques (Wittmann et al., 2007). Nous avons pourtant démontré dans le cadre de la précédente étude que le gradient altitudinal représenté par les taux de dénudation ne peut être expliqué au travers de ce seul biais potentiel.

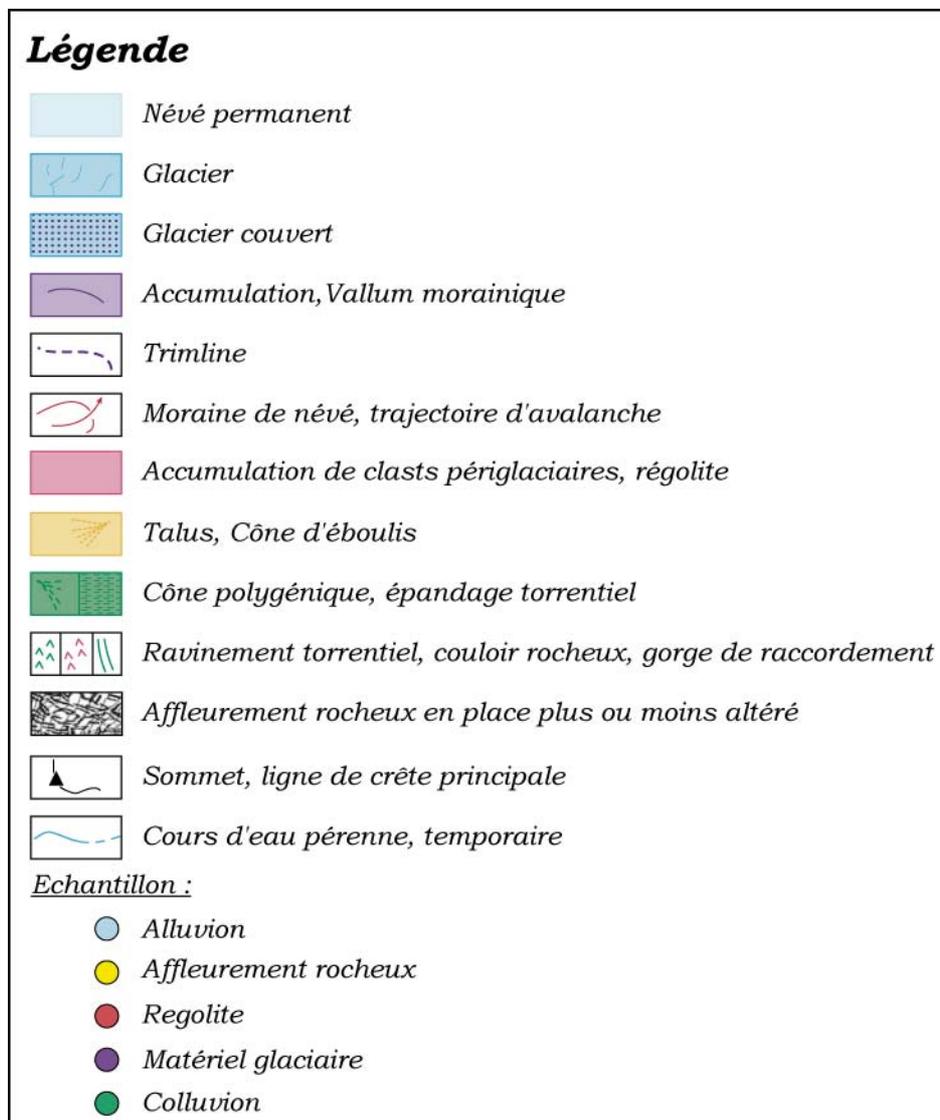
Afin de mieux contraindre l'information réelle portée par les sédiments fluviaux exportés d'un bassin versant typique d'un relief alpin, en terme de budget en nucléides cosmogéniques, d'identifier la contribution relative des différents processus érosifs à ce budget total et de quantifier la variation spatiale des vitesses d'érosion à l'intérieur d'un bassin versant, il est nécessaire de déterminer la concentration en nucléides cosmogéniques non seulement des sédiments fluviaux mais aussi des différents matériaux qui participent à l'alimentation du système hydrographique. Ce chapitre présente ainsi les résultats obtenus à partir de la mesure de la concentration en ^{10}Be produit *in-situ* de différentes formations superficielles exposées dans le bassin versant du Vallon des Etages, situé dans le haut Vénéon (Figure IV.1). Ce bassin versant de taille relativement modeste ($\sim 18 \text{ km}^2$), situé à une altitude moyenne de 2669 m d'altitude, dans la tranche d'altitudes intensément soumises aux processus périglaciaires (Delunel et al., 2010), composé essentiellement de roches cristallines riches en quartz (>98%), et dont l'évolution temporelle et spatiale des surfaces glaciaires peut être reconstituée grâce à la présence de glaciers actuels et de cordons morainiques historiques, offre un cadre tout à fait adapté à ce type d'étude. Ainsi, l'objectif de ce dernier chapitre est d'apporter des réponses aux trois questions suivantes :

(1) Les matériaux produits au niveau des affleurements rocheux soumis aux processus érosifs périglaciaires sont ils directement responsables de la signature en ^{10}Be des sédiments collectés à l'exutoire du bassin versant ?

(2) Est il possible de vérifier l'hypothèse selon laquelle les matériaux glaciaires possèdent une concentration négligeable en nucléides cosmogéniques du fait de l'atténuation de la production sur des surfaces recouvertes de glace ?

(3) Peut on considérer que les petits bassins versants situés à haute altitude sont en situation d'équilibre du point de vue des nucléides cosmogéniques ?

Les réponses à ces questions seront abordées en incorporant les concentrations en ^{10}Be mesurées dans le bassin versant du Vallon des Etages aux équations issus d'un bilan de masse simple proposé par Brown et al. (1995) et Granger et al. (1996).



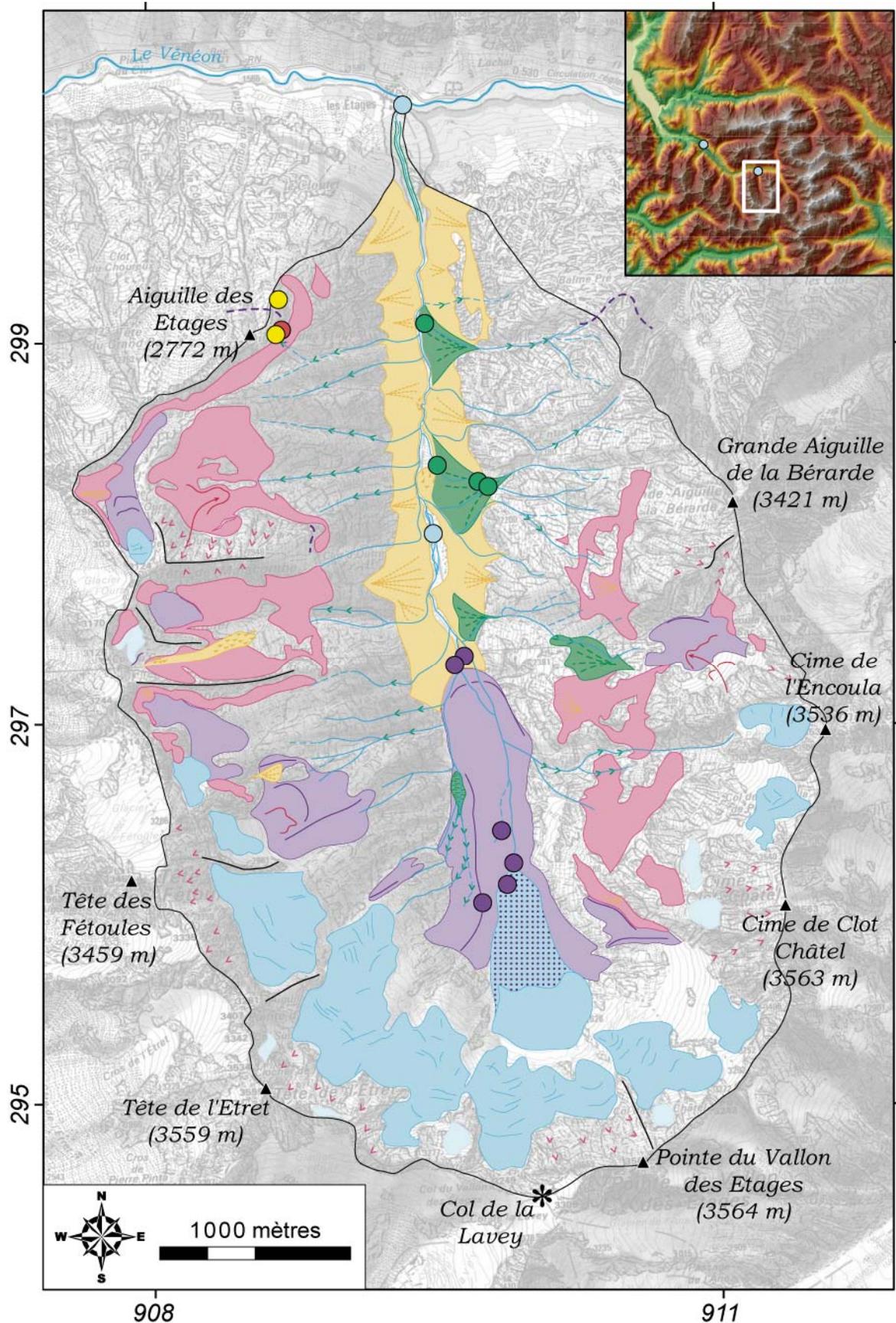


Figure IV.1. Carte géomorphologique du bassin versant du vallon des Etages réalisée à partir de l'interprétation de photographies aériennes et d'observations de terrain. L'encart

montre la situation du bassin versant par rapport au massif des Ecrins-Pelvoux ; les cercles bleus représentent les échantillons Rd63 et Rd64. La représentation des formes et des processus morphogénétiques s'inspire de la légende géomorphologique de l'IGUL (Schoeneich, 1993). Seules les zones à l'intérieur du bassin versant sont cartographiées. Les amorces du carroyage kilométrique Lambert III sont représentées sur les bords de la carte.

I. Contexte géomorphologique du bassin versant du Vallon des Etages

Le Vallon des Etages est un émissaire de la rive gauche du torrent du Vénéon, situé immédiatement à l'aval du hameau de la Bélarde (Figure IV.1). Ce vallon culmine à 3564 m d'altitude à la Pointe du Vallon des Etages et conflue avec le Vénéon au niveau du hameau des Etages, à environ 1600 m d'altitude (Figure IV.1). Son bassin versant, de forme ovoïde, est délimité par des lignes de crêtes abruptes culminant à plus de 3000 m d'altitude (Figure IV.1) et représente une surface d'environ 18,5 km². Celui-ci s'est formé dans des roches du socle cristallin, constituées du granite des Etages dans les parties basses du vallon et des gneiss de la Lavey au niveau des sommets et des lignes de crêtes. Seul ~2% de la surface du bassin versant est formée par des roches métamorphiques de la formation du « noyau », amphibolites et gneiss amphiboliques, où le quartz est un minéral peu abondant voire absent (Barféty et Pêcher, 1984). Ces zones ont été considérées comme ne pouvant pas alimenter le réseau hydrographique en quartz et ne sont donc pas prises en compte dans cette étude (cf. Delunel et al., 2010). La surface « utile » du bassin versant est ainsi de ~18 km², située à une altitude moyenne de 2669 m.

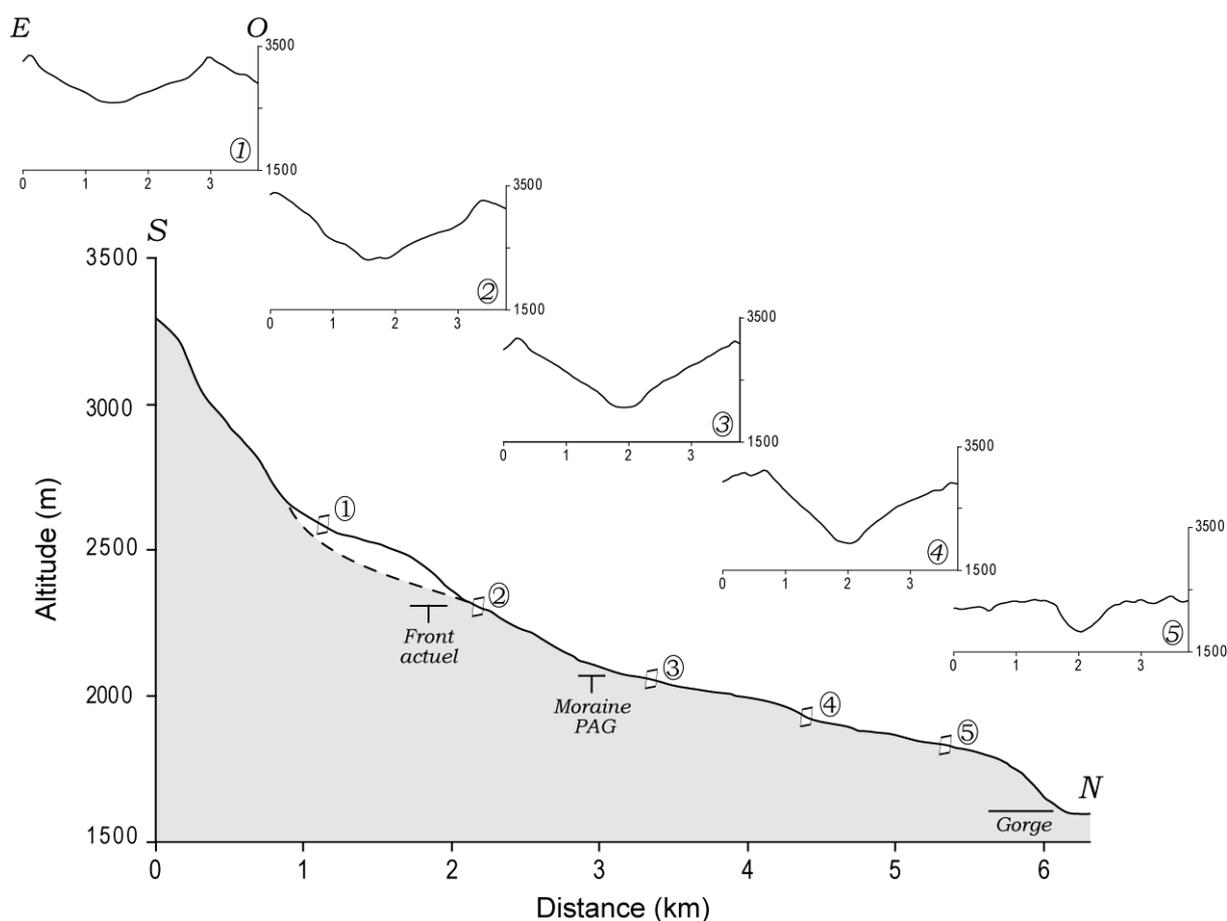


Figure IV.2. Profils topographiques synthétiques du bassin versant du vallon des Etages. Le profil longitudinal représente l'évolution des altitudes le long du talweg principal, depuis le col de la Lavey (~3300 m, Figure IV.1) jusqu'à la confluence avec le torrent du Vénéon. Les encarts situés au dessus représentent cinq profils transversaux réalisés de l'amont vers l'aval. Notez que la partie convexe du profil longitudinal, entre les profils transversaux 1 et 2, correspond à la position actuelle du front du glacier du Vallon des Etages. De la même façon, le faible ressaut topographique identifiable sur le fond du vallon représenté sur le profil 2 correspond à la moraine latérale PAG du glacier. La partie convexe en aval de (5) correspond à localisation de la gorge de raccordement. Tous ces profils ont été réalisés à partir du MNT IGN, 50 m. Echelle verticale x2.

Du fait de sa proximité immédiate avec les zones d'accumulations glaciaires principales du massif des Ecrins-Pelvoux et de ses altitudes élevées, le Vallon des Etages a été fortement englacé lors de la dernière période glaciaire (cf. Chapitre II). En effet, la trimline formée par le glacier du Vénéon sur l'épaule nord de la Grande Aiguille de la Bérarde et au niveau de la confluence entre les glaciers des Etages et du Vénéon, en contrebas de l'Aiguille des Etages (Figure IV.1), montre que ce bassin versant était alors occupé par la glace jusqu'à une altitude

minimale d'environ 2700 m dans sa partie aval. La persistance actuelle de glaciers à l'amont du vallon, au niveau du cirque du glacier du Vallon des Etages, dont les limites supérieures atteignent environ 3300 m d'altitude (Figures IV.1) permet d'estimer que la surface du glacier formait, probablement lors d'une phase d'englacement maximum une pente moyenne de l'ordre de 11%, plus forte que celle du glacier du Vénéon (~3%, cf. Chapitre II). Ainsi, seules les crêtes sommitales du Vallon des Etages devaient émerger de la surface des glaciers. La morphologie caractéristique des affleurements rocheux et de la topographie, de part et d'autre de la trimline, témoigne d'ailleurs de l'action de processus érosifs différents. Cette emprise glaciaire importante du bassin versant lors de la dernière période glaciaire a considérablement affecté la topographie en favorisant des pentes relativement fortes, de l'ordre de 39° en moyenne. Cependant, celles-ci sont variables selon les différentes zones du relief du bassin versant.

Le profil en long du talweg principal du torrent du Vallon des Etages (Figure IV.2) présente par exemple une succession de ruptures de pentes caractéristique d'un profil hydrographique d'origine glaciaire en « marches d'escalier » (Monjuvent, 1978). Son extrémité aval est également caractérisée par une pente convexe bien marquée (Figure IV.1) où une gorge de raccordement (Valla et al., 2010) incise l'ancien gradin de confluence des glaciers des Etages et du Vénéon depuis leur retrait estimé à ~12-14 ka (cf. Chapitre II). Les profils transversaux réalisés depuis la partie amont du bassin versant jusqu'à la confluence avec le Vénéon présentent également une morphologie caractéristique des reliefs d'origine glaciaire (Figure IV.2). Bien que ces profils présentent une forme générale en « V », surtout sur le haut des versants (Figure IV.2), le fond du vallon correspond à une auge glaciaire assez régulière d'environ 500 m de large, caractérisée par une forme en « U » et par la présence de polis glaciaires et de roches moutonnées sur ces flancs. Cette morphologie initiale est pourtant biaisée aujourd'hui par les colluvions accumulées en cônes polygénétiques au pied des versants et par les couloirs rocheux par lesquels elles transitent (Figures IV.1 et IV.3). Cette auge se rattache aux pentes sommitales par un épaulement rocheux, relativement continu depuis l'amont vers l'aval, caractérisé par des pentes convexes et dont la partie supérieure correspond au premier ordre à l'altitude atteinte par la surface du glacier (cf. Chapitre II). Au dessus de cet épaulement, les profils transversaux représentés sur la figure 4.2 mettent en évidence une dissymétrie entre les pentes de la rive gauche et celles de la rive droite. En effet, alors que la rive droite présente des pentes relativement homogènes de l'ordre de 35° (profils 2-4, Figure IV.2), le développement préférentiel des cirques glaciaires sur la rive gauche est

mis en évidence par l'intermédiaire de pentes légèrement plus faibles ($\sim 30^\circ$; profils 3 et 4, Figure IV.2) et présentant une concavité plus marquée (Figures IV.1, IV.2 et IV.3). Ces différences d'intensité et de morphologie des pentes supérieures se retrouvent également en termes de formations superficielles. Alors que les cirques situés dans la partie amont de la rive gauche du Vallon des Etages sont recouverts par des matériaux morainiques accumulés par les glaciers lors du PAG, les pentes de la rive droite et, en moindre mesure, celles de la partie nord de la rive gauche, sont caractérisées par des affleurements rocheux altérés formant un régolite peu développé, d'une épaisseur inférieure au mètre, et alimenté en partie par des débris provenant de l'érosion des parois sommitales soumises aux processus de gélifraction (Figures IV.1, IV.3, IV.4). L'intensité des pentes supérieures de la rive droite et celle des flancs de l'auge glaciaire favorise les processus de versant, gravitaires et/ou torrentiels, et participe à l'accumulation des colluvions dans le fond du vallon. Les zones de ruptures de pente formées au contact entre les crêtes sommitales et les pentes sous-jacentes sont cependant des secteurs d'accumulation privilégiée de matériaux détritiques.

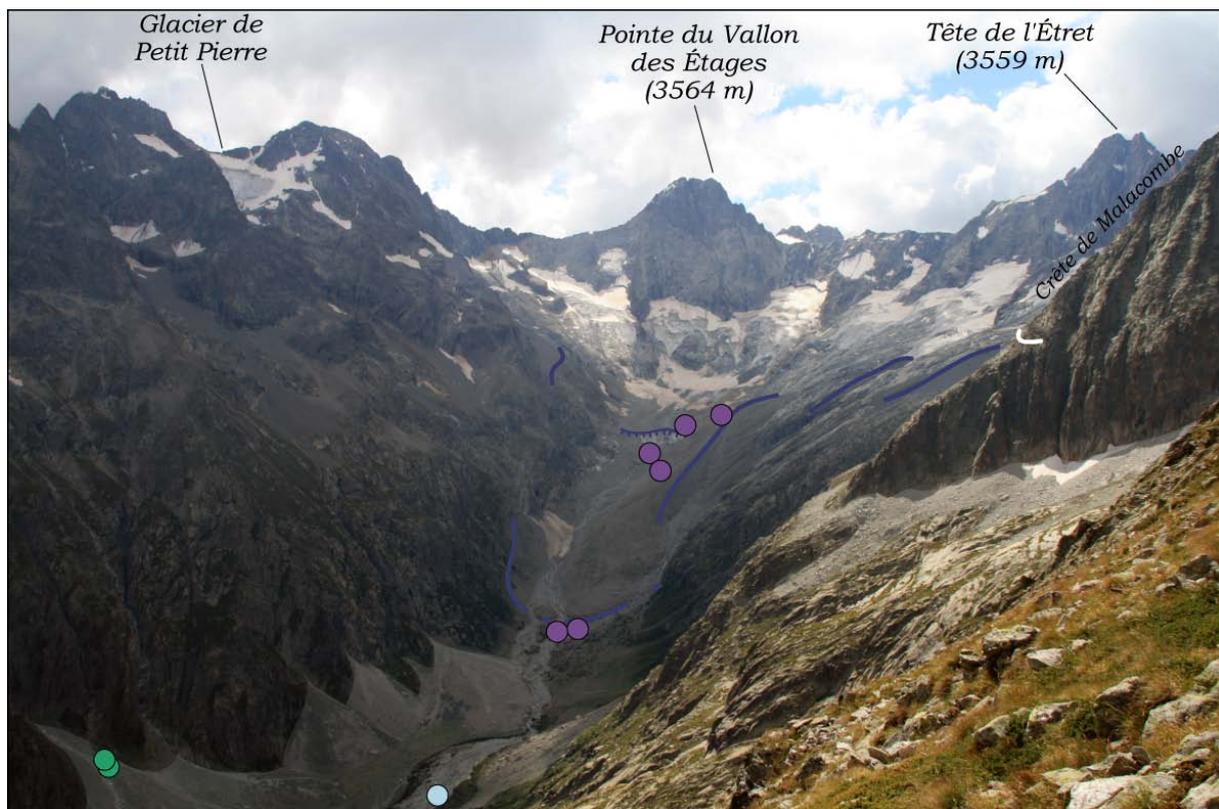


Figure IV.3. Photographie de la partie amont du Vallon des Etages et de son glacier homonyme (sous la Pointe du Vallon des Etages), prise depuis le pied de l'Aiguille des Etages. Les principaux cordons morainiques présents dans la partie amont du bassin versant sont représentés en violet ; le trait à barbule indique la position actuelle du front du glacier,

le vallum situé le plus en aval représente son avancée lors du PAG. Le trait blanc indique la position de la trimline sur la Crête de Malacombe et correspond à l'altitude atteinte par la surface du glacier du Vallon des Etages lors d'une phase d'englacement maximale (cf. Figure II.1 ; Chapitre II). Hormis le glacier du Vallon des Etages, le bassin versant est également occupé par de petits appareils glaciaires en cours de disparition tel que le glacier de Petit Pierre, visible sur cette photo, dont la zone d'accumulation n'occupe plus qu'une faible proportion de sa surface. Les cônes d'éboulis mixtes situés dans le fond du vallon et l'accumulation de matériaux périglaciaires observables sur la partie droite de la photographie ont été délimités pour une meilleure identification. Les cercles de couleur correspondent à la position des échantillons prélevés et se réfèrent à la nature des matériaux (cf. Figure IV.1 et Tableau IV.A).

Le Vallon des Etages, presque totalement englacé lors de la dernière période glaciaire, est encore occupé par son glacier homonyme ainsi que par quelques glaciers reliques de l'avancée glaciaire du PAG. La carte géomorphologique (Figure IV.1) ainsi que la reconstitution de l'englacement au PAG proposées par Edouard (1978) indique que la superficie englacée du bassin versant du Vallon des Etages s'est réduite de moitié depuis 1850. Occupant une surface d'environ 5,4 km² lors du maximum d'extension du PAG (~30% du bassin versant), les glaciers ne représentent actuellement plus qu'une surface totale inférieure à 2,5 km² (~13% de la surface totale). La zone d'accumulation du glacier du Vallon des Etages est aujourd'hui séparée en trois appareils glaciaires suspendus aux parois nord de la Pointe du Vallon des Etages et de la Tête de l'Etret qui alimentent une langue de glace moribonde en cours d'individualisation, dont la partie terminale est recouverte de matériaux morainiques provenant de la chute de blocs depuis les parois sommitales (Figures IV.1 et IV.3). Ce glacier « couvert » a connu une phase d'avancée historique lors du PAG comme en témoignent les importantes accumulations morainiques qui recouvrent le fond du vallon jusqu'à l'altitude ~2060 m où se situe son ancienne moraine frontale (Figures IV.1 et IV.3). Ces matériaux morainiques, non consolidés, sont soumis à des processus de ravinements torrentiels relativement importants, notamment au niveau de la moraine latérale gauche lorsque les orages estivaux augmentent la capacité de charriage des torrents proglaciaires (Figure IV.1).

Ainsi, le bassin versant des Etages présente une topographie générale largement associée aux processus d'érosion engendrés lors des périodes glaciaires quaternaires. Cependant, il est

actuellement soumis à l'action des processus périglaciaires caractéristiques des environnements de haute montagne (Summerfield, 1993). Celui-ci présente différents types de formations superficielles qui participent à l'alimentation en sédiments du réseau hydrographique. En mesurant la signature en nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be) des principales formations superficielles exposées présentes dans le Vallon des Etages et des alluvions fluviales collectées à l'exutoire, il est théoriquement possible de quantifier les contributions relatives de chacun des processus érosifs participant à l'érosion moyenne du bassin versant (Brown et al., 1995). La méthodologie et la stratégie d'échantillonnage que j'ai utilisé sont détaillées dans le paragraphe suivant.



Figure IV.4. Photographie du site de prélèvement situé au pied de l'Aiguille des Etages (cf. Figure IV.1). Les éperons rocheux présentant des signes d'érosion périglaciaire sont situés au niveau du cercle jaune. La localisation des matériaux échantillonnés et caractéristiques d'un régolite alimenté par le démantèlement des affleurements rocheux supérieurs est indiquée par le carré noir. L'encart supérieur montre la granulométrie du matériel prélevé (cercle fuchsia). L'encart inférieur met en évidence la taille plus importante des blocs accumulés quelques mètres en contrebas de ce site et provenant également de l'activité des processus périglaciaires au niveau des crêtes sommitale ; ceux-ci n'ont pas été échantillonnés. La longueur du marteau est d'environ 50 cm.

II. Présentation des échantillons récoltés et protocole de calcul des taux de production moyens et des surfaces.

1. Description des sites d'échantillonnage et types de matériaux prélevés.

Cinq types de matériaux ont été collectés afin de caractériser la signature en nucléides cosmogéniques des principales formations superficielles exposées dans le bassin versant du Vallon des Etages. Ainsi, on distinguera dans la suite de ce chapitre et dans les figures associées, (1) les alluvions torrentielles, (2) les affleurements rocheux en place, (3) les dépôts de pente caractéristiques d'un régolite alimenté par des clastes périglaciaires, (4) des matériaux glaciaires issues des placages morainique ou transportés par le torrent sous-glaciaire actuel et enfin (5) les colluvions prélevés sur des cônes polygénétiques au pied des versants. Ayant pour objectif principal de contraindre la provenance de la signature en nucléides cosmogéniques de la fraction sableuse des alluvions échantillonnées à l'exutoire des bassins versants considérés, seule la fraction sableuse (~0.25-1 mm) a été prélevée dans la majorité des cas, exceptée pour le régolite et un échantillon caractéristiques des colluvions (Rd67 ; Tableaux IV.A et IV.B). Les coordonnées géographiques et les paramètres d'écrantage topographique caractéristiques des échantillons sont présentés dans le Tableau IV.A.

	Coordonnée géographique			Ecrantage topographique	Facteur de production ^a
	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m)		
Alluvions (1)					
Rd50*	6.258	44.916	2000	0.922	7.73
Rd63*	6.257	44.936	1600	0.919	7.30
Rd64*	6.146	44.978	1150	0.922	6.80
Affleurements rocheux (2)					
Rd51 [#]	6.247	44.925	2680	0.901	7.99
Rd52 [#]	6.247	44.925	2680	0.901	7.99
Rd54 [#]	6.248	44.926	2630	0.973	7.50
Régolite (3)					
Rd53 (1)	6.247	44.925	2680	-	7.99
Rd53 (2)	6.247	44.925	2680	-	7.99
Rd53 (3)	6.247	44.925	2680	-	7.99
Rd53 (4)	6.247	44.925	2680	-	7.99
Rd53 (5)	6.247	44.925	2680	-	7.99
Matériaux glaciaires (4)					
Rd57	6.260	44.898	2481	-	6.42
Rd58	6.261	44.898	2441	-	6.12
Rd59	6.262	44.899	2387	-	5.94
Rd60	6.261	44.901	2330	-	5.83
Rd61	6.259	44.909	2090	-	4.66
Rd62	6.259	44.909	2085	-	4.66
Colluvions (5)					
Rd65	6.261	44.918	2100	-	4.46
Rd66	6.261	44.918	2080	-	4.46
Rd67	6.261	44.918	2080	-	4.46
Rd68	6.258	44.919	1950	-	4.18
Rd69	6.258	44.927	1900	-	3.85

Tableau IV.A. Localisations des échantillons du Vallon des Etages et paramètres de calcul de la production en ^{10}Be . Les échantillons sont classés en fonction de leur nature. ^a Facteurs de production en ^{10}Be calculés à partir des coordonnées géographiques, des facteurs d'échelle publié par Stone (2000) et corrigés de l'écrantage topographique (cf. Chapitre I). Les échantillons notés (*) représentent des alluvions ; leurs valeurs d'écrantage topographique et de facteur de production représentent des valeurs moyenne (cf. Chapitre I). Les échantillons notés ([#]) ont été prélevés sur des affleurements rocheux en place ; leurs valeurs d'écrantage topographique ont été calculées à partir de relevés de terrains (cf. Chapitre I). Les facteurs de production des échantillons (3), (4) et (5) sont calculés à partir des coordonnées géographiques des sites de prélèvement.

Deux échantillons d'alluvions ont été prélevés dans le bassin versant du Vallon des Etages, Rd63 et Rd50, respectivement à la confluence du torrent avec le Vénéon (1602 m) et à 2000 m d'altitude (Figures IV.1 et IV.3). Un autre échantillon d'alluvions (Rd64) a été prélevé au niveau du Plan du Lac dans la vallée du Vénéon (~1170 m d'altitude), à une dizaine de

kilomètres à l'aval du Vallon des Etages (cf. encart supérieur, Figure IV.1), afin d'identifier l'évolution spatiale de la concentration en ^{10}Be des alluvions fluviales.

Trois échantillons ont été prélevés sur des affleurements rocheux en place, deux d'entre eux au niveau de la crête Est de l'Aiguille des Etages (Figures IV.1 et IV.4) sur deux éperons rocheux correspondant l'un à du granite et l'autre à du gneiss. La physionomie de leurs surfaces respectives témoigne d'un impact différent des processus de gélifraction selon la lithologie, l'affleurement de granite paraissant moins affecté. L'échantillon Rd54, prélevé sur une roche moutonnée en contrebas de l'Aiguille des Etages (Figure IV.1) a déjà été présenté dans le Chapitre II. Celui-ci permet d'estimer la limite supérieure de la concentration en ^{10}Be des surfaces non érodées dans le bassin versant.

Quelques mètres en dessous du site de prélèvement des échantillons Rd51 et Rd52, les matériaux constitutifs d'un régolite ont été collectés (Figures IV.1 et IV.4). Ceux-ci sont caractérisés par une granulométrie hétérogène allant des argiles aux blocs décimétriques et proviennent à la fois de l'altération chimique du substratum rocheux et de clastes issus du démantèlement des parois supérieures. Les échantillons Rd53(1)-Rd53(5) représentent les fractions les plus fines de ces matériaux, réparties par classes de granulométries proches, de 125 μm à 20 mm. L'échantillonnage d'une telle gamme de granulométrie vise à identifier une éventuelle relation entre la concentration en ^{10}Be et la taille initiale des clastes.

Les matériaux glaciaires ont été prélevés à l'aval de la langue terminale du glacier du Vallon des Etages (Figures IV.1 et IV.3). Les échantillons Rd57, Rd60, Rd61 et Rd62 correspondent soit à des matériaux prélevés directement sur la moraine latérale gauche formée par le glacier lors du PAG (Rd57), soit de matériaux morainiques remobilisés et en cours de transit vers le réseau hydrographique. L'échantillon Rd58 correspond à des graviers collectés à la surface du glacier, quelques mètres à l'amont du front actuel. Celui-ci caractérise donc la charge sédimentaire supra-glaciaire du glacier du Vallon des Etages, provenant du démantèlement des parois sommitales situées au fond du vallon. Enfin, l'échantillon Rd59, a été prélevé dans le torrent ~3 m à l'aval du portail glaciaire actuel (le conduit creusé par le torrent sous-glaciaire dans la glace au front du glacier). Cet échantillon correspond ainsi aux sables évacués actuellement par le torrent sous-glaciaire.

Les derniers échantillons ont été collectés à la surface des cônes présents dans la partie aval du bassin versant, au pied du versant de la rive droite. Ceux-ci ont été collectés à la surface des cônes actifs, dits polygénétiques car formés à la fois par l'accumulation d'éboulis, alimentés et/ou remaniés lors des épisodes orageux estivaux formant des « laves » torrentielles et également impactés par les avalanches (Francou, 1988). Quatre de ces échantillons (Rd65-Rd68) ont été prélevés à différentes altitudes, depuis le haut vers le bas, sur le cône des Mâles situé en contrebas de la face ouest de la Grande Aiguille de la Bérarde (Figures IV.1 et IV.4). Les échantillons Rd66 et Rd67, tous les deux collectés à 2040 m d'altitude dans le chenal actif du cône, correspondent respectivement à une fraction sableuse et à une fraction plus grossière (échelle centimétrique).

2. Protocole de calcul des taux de production ^{10}Be moyen et estimation des surfaces

Cette étude se base sur l'hypothèse initiale selon laquelle l'érosion moyenne du bassin versant (ε_{bv}) correspond à la somme des contributions relatives des surfaces (A_i) caractérisées par un taux de production ^{10}Be moyen (P_i) et sur lesquelles agissent des processus d'érosion caractérisés par un taux de dénudation moyen (ε_i). Ces surfaces alimentent ainsi le bassin versant en sédiments caractérisés par une concentration ^{10}Be (C_i). De ce fait, en considérant un modèle de masse simple où un bassin versant de montagne est constitué par deux secteurs (A_g et A_p) affectés par des processus érosifs différents, glaciaire (ε_g) et périglaciaire (ε_p), il est possible d'écrire les équations suivantes :

$$\varepsilon_{bv} = \frac{\varepsilon_g A_g + \varepsilon_p A_p}{A_{bv}} \quad (\text{Eq. 1})$$

$$C_{bv} = \frac{C_g \varepsilon_g A_g + C_p \varepsilon_p A_p}{\varepsilon_{bv} A_{bv}} \quad (\text{Eq. 2})$$

Ayant déjà montré dans les chapitres précédents (cf. Chapitre I; Chapitre III) que l'érosion moyenne d'une surface est calculée à partir du taux de production moyen (P) et de la concentration en ^{10}Be des sédiments (C) à partir de :

$$\varepsilon = \frac{P\Lambda}{C} \quad (\text{Eq. 3})$$

où Λ est la longueur d'atténuation moyenne des particules du rayonnement cosmique secondaire (cf. Introduction, Figure 1 et Chapitre I), il est donc nécessaire d'estimer, pour chaque secteur du bassin versant, sa surface (A) et son taux de production moyen (P) respectif. Deux bassins versants sont considérés dans ce chapitre, (1) le bassin versant du Vallon des Etages dans sa totalité, dont l'exutoire est le site de prélèvement de l'échantillon Rd63 ; (2) un bassin versant « amont » dont l'exutoire correspond au site de prélèvement de l'échantillon Rd50 (Figure IV.1, Tableau IV.A). La méthode utilisée pour estimer les taux de production moyens est similaire à celle présentée dans le chapitre I ; quelques modifications ont cependant été effectuées. La délimitation des surfaces se base sur la carte géomorphologique (Figure IV.1) et distingue simplement deux secteurs ; une surface englacée (PAG ou actuelle) et une surface non-englacée. Cette carte est ensuite transférée vers le logiciel ArcGis 9.2 afin de calculer la surface et le taux de production moyen des secteurs considérés à partir de la méthode présentée dans le chapitre I. Le MNT utilisé, représentant par définition des surfaces projetées sur des pixels de 50 m ($A_{proj(i)} = 2500 \text{ m}^2$), le calcul des surfaces « réelles » des différents secteurs du bassin versant est effectué en utilisant l'équation suivante :

$$A_{réelle} = \sum_{i=1}^n \frac{A_{proj(i)}}{\cos(S_i)} \quad (\text{Eq. 4})$$

où S_i est la valeur de la pente en radian du pixel considéré. Ainsi, pour le cas du bassin versant du Vallon des Etages, la surface réelle du bassin versant ($\sim 18 \text{ km}^2$) correspond à une augmentation d'environ 30% par rapport à sa surface projetée.

Cette méthode de pondération par la pente de chaque pixel a également été utilisée pour déterminer le taux de production moyen des surfaces. Une grille raster de pondération est d'abord produite avec ArcGis où chaque pixel prend pour valeur le rapport entre sa surface réelle et sa surface projetée ($A_{réelle(i)}/A_{proj(i)}$). Ensuite, le taux de production moyen du secteur non-englacé (P_p) et le taux de production moyen « maximum » du secteur englacé, calculé sans tenir compte de l'écrantage du rayonnement cosmique impliqué par la présence de glace, sont calculées en utilisant l'équation suivante :

$$P_{pond} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \times \frac{A_{réelle(i)}}{A_{proj(i)}}}{\sum_{i=1}^n \frac{A_{réelle(i)}}{A_{proj(i)}}} \quad (\text{Eq. 5})$$

où n est le nombre de pixels correspondant au secteur considéré dans le bassin versant et P_i le taux de production local en ^{10}Be de chaque pixel, corrigé des effets de l'altitude, de la latitude et de l'écrantage topographique (cf. Chapitre I). Notez que cette méthode de calcul donne plus de poids aux zones les plus pentues du bassin versant. Cependant, la différence entre les taux de production moyens calculés avec ou sans pondération est relativement faible (<2%) : l'effet de la pondération est souvent « tamponnée » par le fait que les zones les plus pentues du relief sont également celles pour lesquelles l'écrantage topographique est généralement le plus fort.

III. Résultats

Les échantillons collectés dans le Vallon des Etages ont été préparés conformément à la méthode présentée dans le chapitre I. Les échantillons de roches (Rd51 et Rd52) et ceux pour lesquels une fraction granulométrique large a été prélevée ont d'abord été broyés puis tamisés afin d'effectuer la séparation chimique sur la fraction 250-500 μm (cf. Chapitre I). Les résultats obtenus pour les échantillons sont présentés dans le Tableau IV.B. Les concentrations mesurées sur ces échantillons varient sur plus de deux ordres de grandeur, entre $0.096 \pm 0.007 \times 10^5 \text{ at. g}^{-1}$ (Rd59) et $4.536 \pm 0.132 \times 10^5 \text{ at. g}^{-1}$ (Rd54), et représentent des âges d'exposition apparents de l'ordre de 0.3 à 14.0 $^{10}\text{Be-ka}$, en considérant les taux de production estimés à partir des coordonnées géographiques des sites de prélèvement (Tableau IV.A). Interprétés en termes d'érosion, les concentrations correspondent à des taux de dénudation apparents de l'ordre de 0.05 à 1.63 $^{10}\text{Be-mm an}^{-1}$. De même, les taux de dénudation moyens des bassins versants situés à l'amont des sites de prélèvement Rd64, Rd63 et Rd50, varient respectivement entre 0.80 et 1.04 $^{10}\text{Be- mm an}^{-1}$. La concentration de l'échantillon Rd58, correspondant aux graviers prélevés à la surface du glacier, n'a pu être calculée puisque son rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré ($0.052 \pm 0.006 \times 10^{-13}$) n'est pas significativement différent de celui du blanc (BC-GRE-26 : $0.064 \pm 0.012 \times 10^{-13}$, Tableau IV.B). Le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré sur le blanc fixe ainsi une limite minimum aux concentrations en ^{10}Be mesurables dans le bassin versant du Vallon des Etages. En effet, la correction moyenne impliquée par le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du blanc, sur les âges apparents des

matériaux glaciaires (les plus jeunes) est de l'ordre de 300 ans. Il n'est donc pas possible de calculer la concentration en ^{10}Be pour des échantillons dont l'âge d'exposition apparent serait de cet ordre de grandeur.

	Granulométrie	Masse de quartz dissoute (g)	Atomes ^9Be ajoutés ^(a) (at. x 10^{19})	Rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesuré ^(b) (x 10^{-13})	Concentration ^{10}Be ^(c) (x 10^5 at g $^{-1}$)
Alluvions (1)					
Rd50	sable	13.72	2.055	0.194±0.013	0.195±0.013
Rd63	sable	19.79	2.080	0.269±0.019	0.215±0.016
Rd64	sable	19.57	2.063	0.276±0.015	0.224±0.012
Affleurements rocheux (2)					
Rd51	-	19.81	2.068	1.387±0.047	1.381±0.049
Rd52	-	20.33	2.059	2.132±0.062	2.095±0.064
Rd54	-	20.21	2.040	4.557±0.130	4.536±0.132
Régolite (3)					
Rd53 (1)	0.125-0.250	18.91	2.012	1.212±0.040	1.221±0.042
Rd53 (2)	0.250-0.500	19.41	2.061	1.358±0.043	1.375±0.046
Rd53 (3)	1-4	20.19	2.013	1.867±0.060	1.798±0.059
Rd53 (4)	4-10	18.46	2.008	1.467±0.044	1.526±0.047
Rd53 (5)	10-20	19.44	2.017	1.381±0.042	1.367±0.043
Matériaux glaciaires (4)					
Rd57	sable	18.05	2.063	0.218±0.015	0.176±0.012
Rd58	sable	12.13	2.041	0.052±0.006	NS
Rd59	sable	17.72	2.047	0.147±0.011	0.096±0.007
Rd60	sable	16.18	2.018	0.165±0.016	0.127±0.013
Rd61	sable	17.91	2.052	0.198±0.016	0.154±0.013
Rd62	sable	14.78	2.042	0.253±0.014	0.261±0.014
Colluvions (5)					
Rd65	sable	20.57	2.050	0.811±0.030	0.745±0.028
Rd66	sable	20.96	1.986	0.786±0.037	0.685±0.033
Rd67	gravier-galet	19.42	2.018	0.562±0.025	0.518±0.024
Rd68	sable	20.78	2.037	0.562±0.049	0.489±0.043
Rd69	sable	21.68	2.040	0.483±0.020	0.394±0.016
BC-GRE-26	-	-	2.035	0.064±0.012	-

Tableau IV.B. Concentrations mesurées pour les échantillons du Vallon des Etages. ^a Nombre d'atomes de ^9Be ajoutés avant dissolution totale de l'échantillon par 300 μl d'une solution d'entraîneur à 1000 ppm. ^b Rapports $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ mesurés par SMA et incertitudes associées (cf. Chapitre I). ^c Concentrations en ^{10}Be des échantillons déduites de la mesure du rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ et corrigées du rapport du blanc procédural BC-GRE-26. La notation « NS » utilisée pour l'échantillon Rd58 indique que sa concentration ne peut pas être calculée puisque le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ n'est pas significativement différent de celui mesuré pour le blanc.

Les concentrations en ^{10}Be mesurées sont représentées sur la figure IV.5 en fonction de la nature des matériaux prélevés. Cette figure met en évidence que les concentrations en ^{10}Be mesurées dans le Vallon des Etages sont relativement homogènes au sein de chacun des groupes et varient de façon importante à l'échelle du bassin versant. En général, les

concentrations en ^{10}Be varient peu à l'intérieur d'un type de matériau détritique donné, excepté pour les affleurements rocheux dont les concentrations mesurées sont les plus fortes et les plus variables ($1.381 \pm 0.049 - 4.536 \pm 0.132 \times 10^5 \text{ at. g}^{-1}$; Tableau IV.B). L'échantillon présentant la concentration la plus forte correspond cependant à une roche moutonnée non-érodée. Il semble donc que chaque formation échantillonnée dans le bassin versant possède sa propre signature en termes de concentration en ^{10}Be . Il est donc envisageable d'estimer leurs contributions relatives au bilan sédimentaire exporté du bassin versant du Vallon des Etages.

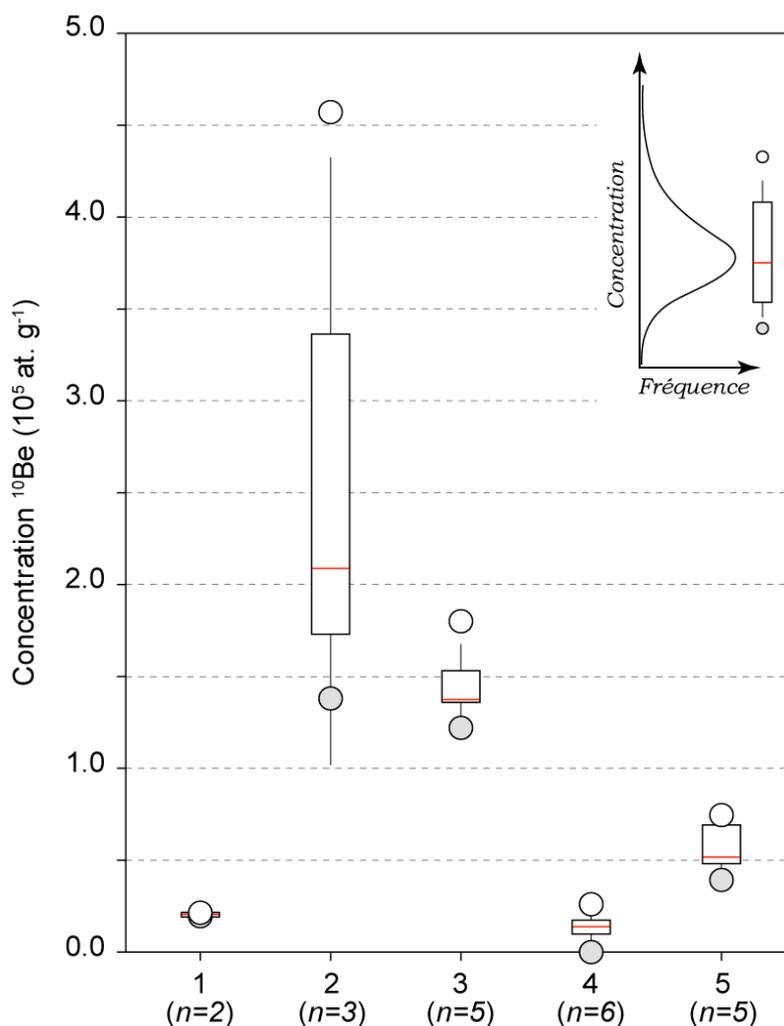


Figure IV.5. Représentation de la distribution des concentrations en ^{10}Be mesurées en fonction des différents matériaux échantillonnés à partir de « boîtes à moustaches » (Box and Whisker plot, modifié de McGill et al., 1978). La valeur des abscisses se réfère aux différents types de matériaux échantillonnés (cf. Tableaux IV.A, et IV.B) ; l'échantillon Rd64 n'est pas représenté dans cette figure. Le nombre d'échantillons considérés (n) pour chaque groupe est indiqué entre parenthèses. Pour chacun de ces groupes, les concentrations minimales et maximales mesurées sont représentées par des cercles gris et blancs, respectivement. Les limites inférieures et supérieures des « boîtes » représentent conventionnellement les premiers

et troisièmes quartiles, c'est-à-dire 25 et 75% de la distribution des concentrations. Le trait horizontal rouge représente la position de la médiane (2^{ème} quartile, 50% de la distribution). Le trait noir fin représente la distance correspondant à $\pm 1 \sigma$ autour de la moyenne arithmétique. L'encart est une représentation schématique de la « boîte à moustaches ».

IV. Discussion

Les concentrations mesurées sur différents matériaux détritiques dans le bassin versant du Vallon des Etages mettent en évidence une grande variabilité (Tableau IV.B, Figure IV.5). Celles-ci soulèvent de nombreuses questions qui peuvent être synthétisées en deux points principaux. (1) Les concentrations en ^{10}Be mesurées sur les affleurements rocheux visiblement soumis à une érosion intense (Figure IV.4) et les produits détritiques échantillonnés à proximité de l'Aiguille des Etages sont les plus fortes du bassin versant et ne semblent pas participer à la signature en ^{10}Be des sédiments exportés du bassin versant. (2) Les concentrations en ^{10}Be mesurées dans les alluvions semblent correspondre à un mélange entre des matériaux d'origine glaciaire et des colluvions. Cependant les concentrations non négligeables des matériaux exportés depuis les zones englacées ne semblent pas cohérentes avec les taux de production en nucléides cosmogéniques envisagés pour des surfaces recouvertes de glace (Delunel et al., 2010).

1. Concentrations en ^{10}Be des affleurements soumis à la gélifraction et des produits détritiques associés

Les concentrations mesurées pour les matériaux produits au niveau des crêtes rocheuses sont de l'ordre de $1.55 \times 10^5 \text{ at. g}^{-1}$ en moyenne (Tableau IV.B, Figure IV.5) et représentent des taux de dénudation apparents moyens de $\sim 0.15 \text{ }^{10}\text{Be-mm an}^{-1}$. Ces produits détritiques, échantillonnés à proximité de l'Aiguille des Etages, à une altitude où les processus de gélifraction devraient être les plus intenses (Delunel et al., 2010), ne semblent donc pas affecter la concentration en ^{10}Be des sédiments exportés du bassin versant dont les concentrations mesurées sont voisines de $\sim 2.01 \times 10^4 \text{ at. g}^{-1}$. En effet, les taux de dénudation apparents, calculés à partir des taux de production moyens en nucléides cosmogéniques estimés pour les bassins versants correspondant aux échantillons Rd63 et Rd50 (Figure IV.1, Tableaux IV.A et IV.B), sont respectivement de 0.89 et $1.04 \text{ }^{10}\text{Be-mm an}^{-1}$. Les concentrations en ^{10}Be des alluvions fluviales prélevées dans le bassin versant du Vallon des

Etages représentent donc des taux de dénudation significativement plus forts que ceux calculés à partir des échantillons collectés au niveau de l'Aiguille des Etages. De ce fait, ces nouveaux résultats pourraient impliquer que les conclusions de l'article présenté dans le chapitre précédent (Delunel et al., 2010) doivent être relativisées. Cependant, ces derniers résultats se basent uniquement sur deux échantillons de surfaces rocheuses érodées (Rd51 et Rd52) et sur cinq fractions granulométriques provenant d'un seul site de prélèvement (Rd53). De même, ces échantillons ont tous été collectés dans un périmètre relativement réduit (<50 m²) dont la représentativité par rapport à l'ensemble du relief des crêtes rocheuses sommitales du bassin versant peut certainement être critiquée. Potentiellement, les concentrations en ¹⁰Be mesurées pour ces échantillons ne reflètent pas la totalité de la dispersion réelle caractéristique de ces matériaux d'origines périglaciaire. Pourtant, la difficulté d'accès aux crêtes sommitales du Vallon des Etages ne m'a pas permis de compléter l'échantillonnage sur de tels reliefs.

La variation modeste des concentrations en ¹⁰Be mesurées sur les différentes fractions granulométriques de l'échantillon Rd53, caractérisée par une dispersion (1σ) de l'ordre de $\pm 15\%$ autour de la moyenne ($1.46 \pm 0.22 \times 10^5$ at. g⁻¹), semble indiquer que les matériaux détritiques prélevés au pied de l'Aiguille des Etages sont issus majoritairement du détachement régulier de clastes peu épais depuis les affleurements rocheux supérieurs caractérisés par les concentrations mesurées pour les échantillons Rd51 et Rd52 (Tableau IV.B). En effet, les modèles proposés par Small et al. (1997) et Muzikar (2008) montrent que le détachement épisodique de compartiments rocheux d'épaisseurs proches de l'ordre de grandeur de la longueur d'atténuation des particules responsables de la production des nucléides cosmogéniques (~60 cm pour un granite) devraient impliquer une plus forte dispersion des concentrations en nucléides cosmogéniques des matériaux détritiques. Celle-ci serait alors de $\sim \pm 30\%$ (1σ) autour de la concentration moyenne en ¹⁰Be, en considérant le cas d'un taux de dénudation moyen de l'ordre de 0.2 mm an⁻¹ appliquée à des surfaces rocheuses exposées depuis ~15 ka. Ainsi, il est envisageable que les blocs de tailles décimétriques, constitutifs des accumulations d'éboulis observables sur les parties hautes des versants (cf. Figure IV.4), soient caractérisés par des concentrations en nucléides cosmogéniques différentes ; à la fois plus faibles, en raison de la décroissance exponentielle de la production en profondeur (cf. Introduction et Chapitre I) et caractérisées par une plus grande variabilité. N'ayant pas échantillonné ces matériaux, je ne suis pas en mesure de vérifier cette hypothèse. De même, il semble qu'une relation existe entre les concentrations des matériaux collectés dans la partie haute du versant de l'Aiguille des Etages et celles des colluvions prélevées sur

les cônes polygénétiques situés aux pieds des versants (Figure IV.5). En effet, les concentrations mesurées en ^{10}Be sur les échantillons du Vallon des Etages diminuent significativement depuis le haut du versant vers les cônes situés en fond de vallon. Cette diminution verticale des concentrations pourrait mettre en évidence l'existence d'un mécanisme similaire à celui de l'attrition, dont l'implication potentielle dans l'évolution spatiale des concentrations en nucléides cosmogéniques de sédiments fluviaux a été démontrée par Carretier et al. (2009). La mesure systématique de la concentration en nucléides cosmogéniques des différentes fractions granulométriques de matériaux détritiques présents tout au long d'un versant caractéristique du relief alpin, depuis la crête sommitale jusqu'au fond de la vallée, permettrait alors de contraindre l'effet potentiel de l'attrition sur l'évolution des concentrations en nucléides cosmogéniques sur une échelle infra-kilométrique. Il serait également nécessaire de prélever un certain nombre d'échantillons à l'échelle d'une même paroi afin de tenter de quantifier la dispersion des concentrations en nucléides cosmogéniques sur une telle morphologie. Il faudrait alors mesurer ces concentrations sur toutes les fractions granulométriques des matériaux détritiques accumulés au pied de cette paroi.

2. Estimation de la production en ^{10}Be à partir des équations du bilan de masse

Les concentrations en ^{10}Be mesurées pour les alluvions représentées par les échantillons Rd63 et Rd 50 semblent plus proches des signatures en ^{10}Be portées par les matériaux glaciaires ou les colluvions que des signatures mesurées sur les affleurements rocheux ou le régolite (Tableau IV.B, Figure IV.5). Ainsi, il semble assez probable que la concentration en ^{10}Be des alluvions, $\sim 2.01 \times 10^4 \text{ at. g}^{-1}$, corresponde au mélange entre les matériaux d'origine glaciaire et les colluvions (1.36×10^4 et $5.66 \times 10^4 \text{ at. g}^{-1}$, respectivement). A l'inverse, dans le paragraphe précédent, j'ai mis en évidence la difficulté d'identifier le rôle direct des produits détritiques accumulés au sommet des versants sur la concentration en ^{10}Be des sédiments exportés du bassin versant. Je propose donc, dans cette dernière partie, de considérer un modèle de mélange simple à partir des concentrations en ^{10}Be mesurées pour les matériaux d'origines glaciaires et les colluvions uniquement.

L'échantillonnage de matériaux détritiques, mobiles par définition, rend particulièrement difficile l'estimation précise des taux de production en nucléides cosmogéniques auxquelles les surfaces rocheuses sources ont été exposées. Il est donc délicat d'utiliser les équations (1),

(2) et (3) pour estimer directement les taux de dénudation des secteurs englacés et périglaciaires (libres de glace) ainsi que leur contributions relatives au bilan ^{10}Be des sédiments fluviaux exportés des bassins versants étudiés. En effet, le bassin versant du Vallon des Etages étant caractérisé par la rémanence de surfaces englacées, il n'est pas possible d'estimer correctement le taux de production moyen en nucléides cosmogéniques de ces secteurs. Ne connaissant pas l'évolution temporelle de l'épaisseur des glaciers présents dans le bassin versant, l'atténuation de la production liée au recouvrement des surfaces rocheuses ne peut être quantifiée. Les scénarios extrêmes suivants peuvent cependant être envisagés : (1) l'épaisseur de glace est telle que la production en nucléides cosmogéniques des zones englacées est nulle (cf. Delunel et al., 2010) ; (2) la couverture de glace n'affecte pas la production en nucléides cosmogéniques au niveau de l'interface glace/substratum rocheux.

En considérant l'absence de production en nucléides cosmogéniques sur des surfaces rocheuses recouvertes de glace, une réorganisation de l'équation (3) implique que la concentration des matériaux érodés par le glacier est nulle. Par conséquent il n'est pas possible d'estimer le taux de dénudation moyen engendré par le glacier. Or, les concentrations obtenues pour les sédiments d'origine glaciaire représentent en général des valeurs significativement supérieures à 0 (Tableau IV.B, Figure IV.5). Au contraire, en considérant le second scénario, correspondant à une production en nucléides cosmogéniques non affectée par la présence de glace, on peut alors calculer un taux de dénudation glaciaire maximum à partir de l'équation (3). En prenant en compte les concentrations maximum (Rd62, $0.261 \pm 0.014 \times 10^5 \text{ at. g}^{-1}$) ou minimum (Rd59, $0.096 \pm 0.007 \times 10^5 \text{ at. g}^{-1}$) mesurées pour les matériaux d'origine glaciaire, les taux de dénudation glaciaires maximums estimés varient entre 0.7 et $2.3 \text{ }^{10}\text{Be-mm an}^{-1}$, indépendamment des bassins versants considérés.

Il apparaît donc que l'estimation du taux de production en nucléides cosmogéniques au niveau des zones englacées est un facteur limitant prépondérant de cette étude. En considérant que le bassin versant du Vallon des Etages est en situation d'équilibre où chacun des secteurs englacés (A_g) et périglaciaires (A_p) contribuent au budget sédimentaire total du bassin versant, proportionnellement à leur taux de dénudation respectif (ε_g et ε_p), il est possible de combiner les équations (1), (2) et (3) afin d'écrire :

$$C_{bv} = \frac{\frac{P_g A_g + P_p A_p}{C_g} + \frac{P_p A_p}{C_p}}{\frac{P_g A_g}{C_g} + \frac{P_p A_p}{C_p}} \quad (6)$$

On peut alors estimer le taux de production moyen des zones englacées (P_g) en formulant l'équation (6) tel que :

$$P_g = \frac{P_p A_p \left(\frac{C_{bv}}{C_p} - 1 \right)}{A_g \left(1 - \frac{C_{bv}}{C_g} \right)} \quad (7)$$

où P_p correspond au taux de production moyen du secteur périglaciaire du bassin versant calculé à partir du logiciel ArcGis (cf. § 2) et de l'équation (5).

L'équation (7) permet de modéliser le taux de production moyen en ^{10}Be caractéristique des zones englacées du bassin versant, en considérant que le bassin versant du Vallon des Etages est en situation d'équilibre. La figure IV.6 présente les résultats obtenus en utilisant l'équation (7), différents couples de concentrations $C_g - C_p$, et trois scénarios d'englacement des bassins versants (actuel, PAG et PAG majoré, cf. légende de la Figure IV.6). Les résultats présentés sur la figure IV.6 ont été obtenus en faisant varier chacune des concentrations des matériaux glaciaires et périglaciaires dans leurs gammes de variations respectives (Figure IV.5, Figure IV.6). La figure IV.6 met en évidence le fait que la majorité des résultats obtenus à partir de ce modèle sont totalement aberrants. En effet, les taux de production en ^{10}Be estimés à partir de l'équation (7) sont en général très fortement supérieurs aux taux de production maximums théoriques (Figure IV.6). Cette situation est pourtant impossible. Les seuls taux de production modèles étant inférieurs aux valeurs théoriques sont obtenus pour les scénarios extrêmes où l'englacement relatif dans chaque bassin versant est supérieur à 50%, en prenant comme concentration moyenne des matériaux glaciaires (C_g) la valeur mesurée dans l'échantillon Rd59, la plus faible mesurée pour les matériaux glaciaires. L'existence d'une telle extension glaciaire dans le Vallon des Etages n'est cependant pas démontrée par la présence de formes d'origines glaciaire. Toutefois, les résultats obtenus en utilisant la concentration en ^{10}Be mesurée pour l'échantillon Rd59, sont relativement proches des valeurs de production attendues. Il est donc très peu probable, d'après les résultats présentés sur la figure IV.6, que la signature ^{10}Be portée par les matériaux d'origine glaciaire soit représentative de sédiments arrachés au substratum rocheux sous-glaciaire. Même caractérisés par l'échantillon Rd59, pour lequel la concentration mesurée correspond à la plus faible des matériaux glaciaires, les échantillons prélevés sur la marge proglaciaire historique et dans le torrent sous-glaciaire sont « trop » concentrés en ^{10}Be . Une partie de la concentration de ces échantillons provient donc certainement d'un héritage en nucléides cosmogéniques acquis avant que les matériaux

initiaux soient incorporés aux glaciers. En effet, les échantillons Rd57, Rd60, Rd61 et Rd62 prélevés sur la moraine du PAG, dont le maximum d'extension date de la deuxième moitié du 19^e siècle, représentent des âges d'exposition apparents moyens de l'ordre de 0.8 ¹⁰Be-ka. Ainsi, la différence entre l'âge d'exposition apparent des matériaux glaciaires et l'âge probable du dépôt de la moraine montre qu'une partie des matériaux morainiques provient de secteurs non englacés du bassin versant supérieur. La présence actuelle d'une couverture détritique supraglaciaire importante sur la langue principale du glacier du Vallon des Etages confirme d'ailleurs cette hypothèse.

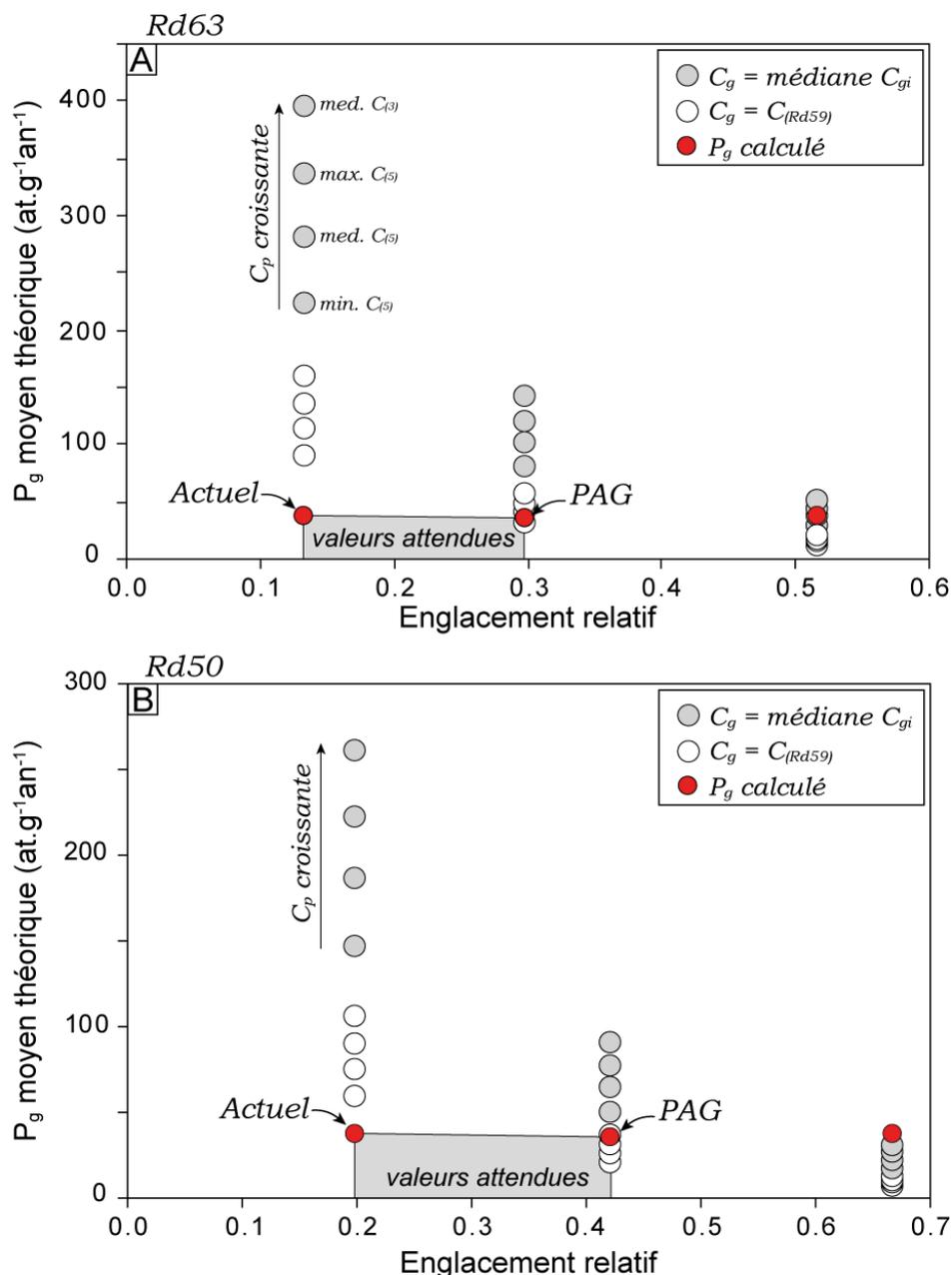


Figure IV.6. Taux de production moyens théoriques en ¹⁰Be modélisés pour trois scénarios d'englacement du bassin versant du Vallon des Etages et différentes concentrations des

sédiments d'origines glaciaire (C_g) et périglaciaire (C_p). (A) Résultats obtenus pour le bassin versant situé à l'amont de l'échantillon Rd63. Les trois scénarios d'englacement correspondent à la situation actuelle, celle du PAG (reconstituée à partir de la carte géomorphologique ; Figure IV.1) et d'un scénario extrême (augmentation générale des surfaces englacées lors du PAG). Les cercles gris et blancs permettent de distinguer les résultats obtenus à partir de la concentration médiane des matériaux d'origines glaciaire (cf. Figure IV.5) et de celle de l'échantillon Rd59 caractérisé par la concentration la plus faible des échantillons glaciaires. Pour une concentration des matériaux glaciaires (C_g) donnée, les concentrations des matériaux d'origine périglaciaire (C_p) introduites dans le modèle correspondent aux concentrations minimum (min. $C_{(5)}$), médiane (med. $C_{(5)}$) et maximum des colluvions (max. $C_{(5)}$), et de la médiane des concentrations mesurées pour le régolite (med. $C_{(3)}$) ; ces concentrations varient entre 0.394 et 1.375×10^5 at. g^{-1} . Les cercles rouges représentent les taux de production moyens maximums calculés pour chaque scénario d'englacement considéré. La surface grisée représente donc la gamme de variation attendue des taux de production moyens en ^{10}Be ; les résultats situés à l'extérieur de cette aire sont aberrants. (B) Résultats similaires obtenus pour le bassin versant situé à l'amont de l'échantillon Rd50.

Les résultats obtenus à partir de l'équation (7) soulèvent un certain nombre de remarques quant à la signification réelle de la concentration en ^{10}Be des sédiments d'origine glaciaire dans le bassin versant du Vallon des Etages. La figure IV.6 met en évidence que les concentrations mesurées sur les échantillons d'origine glaciaire sont significativement plus fortes que celles qui devraient théoriquement caractériser des sédiments provenant uniquement de l'érosion du substratum sous-glaciaire. Des observations de concentrations élevées en ^{10}Be mesurées pour des matériaux glaciaires ont également été effectuées par Wittmann et al. (2007) pour certains glaciers actuels des Alpes Suisses. Il est donc très probable qu'une part non négligeable des sédiments évacués actuellement par les glaciers soit d'origine périglaciaire, notamment au travers de la chute de clastes rocheux issus du démantèlement des parois sommitales soumises à la gélifraction. Ceux-ci pourraient alors être incorporés dans la glace par l'intermédiaire des zones de crevasses ou de la rimaye. De même les âges d'exposition apparents des matériaux provenant de la moraine PAG, apparaissent relativement vieux et témoignent également d'une part d'héritage contenue dans leurs concentrations en nucléides cosmogéniques. Ainsi, les concentrations en ^{10}Be portées par les sédiments sortants actuellement du glacier du Vallon des Etages ou érodés depuis les

moraines historiques ne reflètent pas directement un taux de dénudation « réel ». Il est toutefois quasi-impossible pour l'heure de quantifier précisément la contribution relative de chacun des processus (glaciaire et périglaciaire) à la signature en ^{10}Be des matériaux identifiés comme d'origine glaciaire.

Conclusions

L'échantillonnage de différents types de matériaux détritiques dans le bassin versant du Vallon des Etages permet de mettre en évidence un certain nombre de questions auxquelles il est difficile de répondre de façon certaine. En effet, j'ai pu montrer au travers de la mesure de la concentration en ^{10}Be des matériaux collectés au niveau de l'Aiguille des Etages que les concentrations des alluvions fluviales du Vallon des Etages ne sont pas directement influencées par l'alimentation en matériaux détritiques produits par les processus de gélifraction. Cependant d'autres mesures sont nécessaires afin de vérifier ces résultats obtenus uniquement sur de trois échantillons. Il faudrait par exemple évaluer l'effet des mécanismes d'attrition à l'échelle d'un versant de haute montagne soumis à une histoire érosive complexe afin de comprendre comment évolue la concentration des matériaux détritiques entre le haut des versants et les cônes polygénétiques accumulés au fond du vallon. Il serait également intéressant d'estimer le temps de transit de ces matériaux entre les parties hautes des versants (zone source) et les cônes polygénétiques (zones d'accumulation). L'association de la mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques avec d'autres outils géochimiques : déséquilibre U/Th (Granet et al., 2007 ; Dosseto et al., 2008), enrichissement en éléments immobiles (Riebe et al., 2004), permettrait alors de quantifier le rôle potentiel des mécanismes d'altération des affleurements rocheux et de la formation du régo-lite sur les taux de dénudation (Heimsath et al., 1999).

D'autre part, les concentrations mesurées pour les alluvions prélevées dans le Vallon des Etages indiquent que les matériaux issus du glacier influencent de façon importante le bilan ^{10}Be des sédiments exportés du bassin versant. Le faible degré de consolidation des matériaux morainiques et la densité des drains hydrographiques situés immédiatement à l'aval des fronts glaciaires actuels favorisent en effet le transport de ces matériaux vers l'aval. Cependant, les concentrations mesurées sur les sédiments provenant des zones englacées ne représentent pas des taux de dénudation « réels ». Les concentrations mesurées pour ces matériaux sont non

négligeables ($>10^3$ at. g^{-1}) et représentent certainement un mélange entre des matériaux réellement érodés par le glacier et d'autres matériaux détritiques, vraisemblablement d'origines périglaciaire, incorporés à la glace puis recyclés via le torrent sous glaciaire.

Ainsi, les résultats obtenus dans le Vallon des Etages soulèvent de nombreuses questions auxquelles il est difficile de répondre pour le moment. Toutefois ce chapitre permet d'apporter de nouvelles contraintes quant aux potentialités et limites de l'utilisation des nucléides cosmogéniques dans les environnements soumis actuellement aux processus d'érosion glaciaire et périglaciaire caractéristiques des reliefs alpins de haute altitude.

Conclusions générales et perspectives

L'étude présentée dans ce manuscrit visait à quantifier l'évolution récente du relief du massif des Ecrins-Pelvoux en réponse aux variations climatiques caractéristiques du Quaternaire. Les travaux présentés s'intègrent à une thématique de recherche plus vaste, axée sur l'identification des interactions et couplages opérant entre la tectonique, le climat et les processus de surfaces et participant à l'évolution du relief terrestre. Les principales conclusions tirées de cette étude et les perspectives de recherches qui en découlent sont exposées dans les paragraphes suivants.

1. Développements analytiques et méthodologiques

Dans cette étude, la question de l'évolution récente du relief du massif des Ecrins-Pelvoux a été abordée au travers de la mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques (^{10}Be et ^{26}Al) d'échantillons collectés sur des affleurements rocheux en place ou constitués de matériaux détritiques. L'application de cette méthode dans le massif des Ecrins-Pelvoux, fortement englacé lors des périodes froides du Quaternaire, toujours occupé par des glaciers actuels et soumis à des cumuls de neige importants a nécessité un certain nombre de développements méthodologiques :

La double datation ^{10}Be et ^{26}Al , facilitée par la mise en œuvre de méthodes d'extractions des éléments béryllium et aluminium grâce à l'utilisation de résines échangeuses d'ions (cf. Chapitre I), permet d'identifier pour les surfaces étudiées, des scénarios d'exposition complexes au rayonnement cosmique (cf. Chapitre II). Elle permet ainsi de mieux contraindre l'âge et les modalités d'exposition des affleurements rocheux et d'identifier plus simplement d'éventuels résultats erronés. Cependant il apparaît, aux vues des fortes concentrations en aluminium total mesurées pour certains échantillons, que l'utilisation de cette méthode est limitée par la présence d'impuretés ou de minéraux autres que le quartz qui libèrent d'importantes quantités d'aluminium lors de la dissolution de ces échantillons. Il est donc nécessaire d'améliorer les méthodes de purification afin d'abaisser systématiquement la teneur en ^{27}Al des échantillons à des teneurs de l'ordre de 100 ppm. La technique du « Froth floatation » employée par le laboratoire d'extraction des nucléides cosmogénique PrimeLab de l'Université de Purdue (cf. <http://www.physics.purdue.edu/primelab/MSL/>), permet par exemple d'éliminer plus de 95% des minéraux riches en aluminium tels que les feldspaths ou les micas. Ces minéraux, particulièrement abondants dans les roches cristallines du massif des

Ecrins-Pelvoux, ont été difficiles à éliminer de certains échantillons préparés durant cette étude. La mise en place d'une étape basée sur le « froth floatation » dans le protocole de préparation et d'extractions des échantillons pourrait certainement améliorer la qualité des résultats obtenus à partir de la mesure de la concentration en ^{26}Al .

Une part importante des travaux présentés dans ce manuscrit est basée sur l'estimation de taux de dénudation moyennés à l'échelle de bassins versants (cf. Chapitres III et IV). Afin de prendre en compte les variations spatiales des paramètres physiques et géomorphologiques intervenant dans la production des nucléides cosmogéniques, il a été nécessaire de manipuler de nombreuses grilles numériques de type raster. Des routines de calcul existantes (Balco, 2001) ont été utilisées afin de calculer les taux de production moyens des bassins versants étudiés. Cependant il a été nécessaire de manipuler le MNT et de créer des grilles de pondération, notamment afin de prendre en compte les différentes lithologies caractéristiques des formations géologiques du massif des Ecrins-Pelvoux ainsi que l'englacement des bassins versants au cours de l'épisode du Petit Age de Glace (Delunel et al., 2010). L'utilisation conjointe des routines de calcul des taux de production et du logiciel ArcGis a également permis de quantifier l'effet sur le calcul des taux de production moyens induit par l'utilisation de MNT, où la surface topographique réelle est projetée (Chapitre IV). Ayant montré que cet effet est négligeable (<2%) pour le bassin versant du Vallon des Etages, il apparaît qu'il doit être dépendant de la résolution du MNT utilisé et de la répartition des pentes dans le secteur considéré. Il serait donc nécessaire de considérer systématiquement l'effet induit par l'utilisation des MNT sur le calcul des taux de production comme cela a été proposé par Norton et Vanacker (2009) pour l'estimation de l'écrantage topographique.

L'utilisation des flux de rayonnement cosmique mesurés par les Nivomètres à Rayonnement Cosmique installés par EDF dans le massif des Ecrins-Pelvoux a permis d'estimer l'atténuation de la production en nucléides cosmogéniques impliquée par l'accumulation d'un manteau neigeux saisonnier (Delunel et al., en préparation ; cf. Chapitre I). Les taux d'atténuation de la production, quantifiés à partir du rapport entre le flux de rayonnement cosmique annuel moyen et le flux moyen estival, augmentent en fonction de l'altitude selon un gradient vertical de ~12 % par km et atteignent environ 27 % à 2500 m d'altitude. Ces valeurs de réduction de la production en nucléides cosmogéniques induite par une couverture neigeuse sont les premières à être quantifiée directement à partir de la mesure en continu du flux de rayonnement cosmique. Ce sont également les valeurs d'atténuation les plus fortes

jamais estimées. Cependant, les résultats obtenus proviennent de mesures actuelles effectuées sur des sites ponctuels ne pouvant pas représenter l'ensemble des variations inhérentes à l'accumulation et à la persistance d'un manteau neigeux dans le massif des Ecrins-Pelvoux. De plus, il est délicat d'extrapoler les mesures actuelles à l'échelle de plusieurs milliers d'années et les valeurs estimées d'atténuation de la production en nucléides cosmogéniques doivent être ainsi considérées comme des scénarios maximum et potentiellement surestimés. Toutefois, les résultats obtenus montrent la réelle nécessité de bien sélectionner les surfaces à échantillonner, pour limiter au maximum le biais engendré par la neige sur les âges d'exposition ou les taux de dénudation calculés à partir des concentrations en nucléides cosmogéniques. Le problème majeur soulevé par ces résultats demeure dans l'estimation de ce biais à l'échelle de bassins versants situés en altitude. Il est donc important de développer un modèle permettant de quantifier l'accumulation et l'évolution temporelle du manteau neigeux en fonction de paramètres topographiques tels que la pente ou le degré d'exposition au vent. Ce modèle pourrait ensuite être associé à des modèles de précipitation et au gradient thermique adiabatique du massif des Ecrins-Pelvoux afin d'être calibré à partir des mesures issues des NRC. Il permettrait alors de quantifier le biais potentiel induit par la neige sur les taux de dénudation calculés pour les bassins versants du massif des Ecrins-Pelvoux (Delunel et al., 2010).

2. Evolution du relief depuis le dernier maximum glaciaire

La mesure des concentrations en nucléides cosmogéniques des échantillons récoltés ont également permis d'obtenir des résultats permettant de mieux contraindre l'évolution du relief du massif des Ecrins-Pelvoux depuis le dernier maximum glaciaire :

La mesure conjointe des concentrations en nucléides cosmogéniques ^{10}Be et ^{26}Al des échantillons récoltés sur les morphologies associées à l'érosion glaciaire (affleurements polis ou roches moutonnées) n'a révélée aucune concentration potentiellement héritée d'une période interglaciaire précédente (cf. Chapitre II). Les âges d'exposition calculés sont jeunes (≤ 20 ka) et la majorité des couples d'âges ^{10}Be et ^{26}Al représentent un scénario d'exposition simple, indiquant que les surfaces échantillonnées ont été continuellement exposées au rayonnement cosmique. Les glaciers Würmiens du massif des Ecrins-Pelvoux ont érodé une

épaisseur minimum supérieure à ~3 m au dessous de la trimline. Il apparaît donc que les nucléides cosmogéniques ne permettent pas d'appréhender directement la variation spatiale des taux d'érosion induits par la dynamique de l'écoulement des glaciers alpins du Quaternaire, contrairement aux régions polaires où la transition nette existant entre les calottes et les glaciers de vallées engendre une variation spatiale significative des vitesses d'érosion (Fabel et al., 2004 ; Li et al., 2005). Les méthodes basées sur l'utilisation de thermochronomètres de très basses températures ($^3\text{He}/^4\text{He}$, OSL) semblent plus appropriées pour quantifier cette érosion glaciaire dans les reliefs des chaînes de montagne alpines. Cependant les jalons chronologiques du retrait glaciaire dans le massif des Ecrins-Pelvoux obtenus dans cette étude, associés à la reconstitution paléogéographique glaciaire proposée pour le Maximum d'Extension Glaciaire Quaternaire permettrait de calibrer les modèles numériques d'érosion glaciaire existants (Jamieson et al., 2008 ; Herman et al., 2008 ; Egholm et al., 2009).

Les âges d'exposition obtenus pour les affleurements situés au dessous de la trimline représentent généralement l'âge minimum de l'abaissement de la surface du glacier local (cf. Chapitre II). Les résultats obtenus mettent en évidence une chronologie de l'initiation de la déglaciation du massif au cours du Tardiglaciaire (~20-12.5 ka). A l'échelle du massif, il apparaît que les glaciers ont réagi différemment au changement climatique global initié dès la fin du Dernier Maximum Glaciaire. En effet, la surface du glacier de la Vallouise, appartenant au bassin Durancien, s'est abaissée dès ~20 ka à des altitudes inférieures à 2200 m au niveau d'Ailefroide alors que les glaciers du Vénéon, de la Romanche, et de la Séveraisse dans une moindre mesure, se sont maintenus à des altitudes élevées, certainement jusqu'aux épisodes relativement chauds caractéristiques des oscillations climatiques du Bølling-Allerød (cf. Figure II.17). Ces résultats confirment les résultats obtenus par Kelly (2003) pour le glacier de Saas en Suisse et indiquent une déglaciation tardive (<15 ka) des hautes vallées du massif des Ecrins-Pelvoux. Enfin, les âges d'exposition obtenus dans cette étude montrent une individualisation des langues de glace principales et leurs retraits dans les cirques glaciaires supérieurs pendant la première moitié de l'Holocène (~10-7 ka), confirmant ainsi les résultats obtenus par Cossart (2005).

La mesure des concentrations en ^{10}Be des alluvions prélevées dans les rivières du massif a permis de quantifier les taux de dénudation postglaciaire moyens de douze bassins versants (cf. Chapitre III, Delunel et al., 2010). Cette étude, menée à grande échelle sur l'ensemble du

massif, montre que les taux de dénudation obtenus, corrigés des biais potentiels engendrés par l'atténuation de la production en ^{10}Be au niveau des surfaces englacées lors du PAG, varient entre 0.27 et 1.07 mm an^{-1} , en intégrant des périodes de temps de ~ 500 à 3000 ans. Ces résultats sont par ailleurs parfaitement cohérents avec les taux de dénudation moyens postglaciaires obtenus pour d'autres régions des Alpes (Hinderer, 2001 ; Wittmann et al., 2007). Les taux de dénudation moyennés sont corrélés avec l'altitude moyenne des bassins versants et augmentent selon un gradient vertical de $\sim 0.5 \text{ mm an}^{-1} \text{ km}^{-1}$. Par contre, ils ne sont pas reliés avec d'autres paramètres morphologiques caractéristiques des bassins versants tels que la pente moyenne, l'aire drainée ou le relief moyen. Le taux de soulèvement tectonique actuel étant considéré comme relativement uniforme à l'échelle du massif des Ecrins-Pelvoux, la relation observée entre les taux de dénudation et l'altitude moyenne des bassins versants a été interprétée comme le signe d'un contrôle climatique important sur les vitesses d'érosion postglaciaires du massif. En effet, la diminution des températures moyennes de l'air en fonction de l'altitude permet d'intensifier les processus de gélifraction, notamment à travers la croissance de lentilles de glace à l'intérieur des massifs rocheux. Cette hypothèse a été confirmée grâce à l'utilisation d'un modèle numérique permettant d'estimer la sensibilité des bassins versants, au travers de leur hypsométrie, à ces processus de gélifraction. Ainsi, il apparaît que de tels processus sont particulièrement efficaces au niveau des parois sommitales et des lignes de crêtes rocheuses du massif, comme en témoignent les observations de terrain, la modélisation numérique et les travaux antérieurs effectués dans le massif des Ecrins-Pelvoux (cf. Coutard et Francou, 1989 ; Bodin, 2007). Ces processus semblent gouverner la production des matériaux détritiques à l'échelle du massif au cours de l'Holocène. Cette étude propose enfin que la gélifraction participe considérablement à l'évolution récente du relief des montagnes tempérées, comme proposé indépendamment par Hales et Roering (2009).

Les résultats obtenus dans le bassin versant du Vallon des Etages, et présentés dans le chapitre IV, viennent cependant remettre partiellement en cause les conclusions proposées par Delunel et al. (2010). En effet, la variation des concentrations en ^{10}Be mesurées sur différents matériaux détritiques d'origine glaciaire et périglaciaire a montré que les matériaux provenant du démantèlement de la moraine du PAG et des sédiments évacués par le torrent sous-glaciaire dominant la signature ^{10}Be des sédiments exportés du bassin versant. Ces résultats réduisent significativement le poids donné aux processus de gélifraction dans le contrôle postglaciaire de l'érosion du massif (Delunel et al., 2010). Le taux de dénudation moyens calculé pour le bassin versant du Vallon des Etages à partir de la concentration en ^{10}Be

mesurée pour deux échantillons d'alluvions est de l'ordre de $\sim 0.9-1.0 \text{ mm an}^{-1}$. Les matériaux détritiques produits au niveau de l'Aiguille des Etages, dont la surface témoigne de l'action de la gélifraction, sont caractérisés par des concentrations supérieures d'un ordre de grandeur à celles des alluvions fluviales et correspondent à des taux de dénudation $< 0.2 \text{ mm an}^{-1}$. La diminution des concentrations en ^{10}Be entre les matériaux accumulés au sommet des versants et les colluvions accumulées au fond du vallon sur des cônes polygénétiques pourrait mettre en évidence l'existence d'un mécanisme d'attrition (Carretier et al., 2009). Enfin, la reformulation des équations de bilan de masse proposées par Brown et al. (1995) a permis de montrer que les matériaux glaciaires ne proviennent pas de la seule érosion directe du substratum rocheux par le glacier. Leurs concentrations représentent plutôt un mélange entre des produits d'érosion glaciaire et des sédiments périglaciaires, provenant de l'activité des processus de gélifraction sur les parois sommitales qui dominent la langue terminale du glacier du Vallon des Etages.

Les résultats présentés dans ce dernier chapitre nécessiteraient d'être complétés grâce à l'utilisation d'autres outils géochimiques (déséquilibres U/Th, Granet et al., 2007 ; traçage du zirconium, Riebe et al., 2004 ; ou ^{210}Pb - ^{147}Cs ; Dixon et al., 2009) notamment afin de quantifier le temps de transit respectif des matériaux détritiques, le long des versants et dans la vallée. Ces méthodes permettraient également de quantifier le rôle potentiel des mécanismes d'altération des affleurements rocheux et de la formation du régo-lite sur les taux de dénudation (Heimsath et al., 1999) calculés à l'échelle des bassins versants du massif des Ecrins-Pelvoux.

Même si les résultats obtenus dans le bassin versant du Vallon des Etages impliquent la nécessité de relativiser les conclusions proposées dans le chapitre III de ce manuscrit (Delunel et al., 2010), deux points fondamentaux émergent des résultats proposés par cette étude. Il serait intéressant de les étudier plus en détails afin d'identifier l'évolution temporelle des processus de gélifraction sur l'évolution des reliefs caractéristiques des montagnes tempérées :

- Les résultats obtenus à partir du modèle de « frost-cracking » (Hales et Roering, 2007) montrent que l'intensité des processus de gélifraction est maximale lorsque de l'eau liquide est disponible (à l'interface atmosphère/roche ou à l'intérieur du massif rocheux) et

que la température annuelle moyenne de l'air est proche mais supérieure à 0° C (Delunel et al., 2010). Alors que des températures trop chaudes limitent la capacité de l'eau libre à geler, les températures trop froides limitent l'alimentation du système en eau liquide. Ainsi, les résultats obtenus dans cette étude semblent indiquer que pendant les périodes glaciaires, les températures annuelles fortement négatives des zones situées à haute altitude, au niveau des nunataks qui sont les seuls reliefs à émerger de la surface des glaciers (cf. Chapitre II), ne permettent pas l'activité des processus de gélifraction. Dès lors, l'érosion glaciaire concentrée dans les vallées, associée à un gel total et durable des nunataks, sont des paramètres qui participent à l'augmentation générale du relief. Cependant, les périodes de transition climat glaciaire/interglaciaire, et inversement, pourraient impliquer une intensification notable des processus de gélifraction et une augmentation significative des surfaces qui y sont potentiellement exposées, en raison de la conjonction entre des températures plus élevées et une disponibilité plus importante en eau liquide.

- Le contrôle climatique de l'érosion postglaciaire du massif des Ecrins-Pelvoux permet enfin de proposer que les processus liés à la gélifraction participent aux interactions entre les taux de soulèvement actuels, l'altitude et les taux de dénudation illustrées dans les Alpes par Wittmann et al. (2007) et Champagnac et al. (2009). En effet, les résultats présentés dans ce manuscrit (Delunel et al., 2010) indiquent l'existence d'une relation (plus ou moins forte) entre l'érosion et l'altitude. Ainsi, le soulèvement tectonique affectant les massifs cristallins externes des Alpes Occidentales permettrait de maintenir le relief dans la tranche d'altitudes où les processus de gélifraction sont les plus efficaces, qui à leur tour, en focalisant l'érosion sur les zones les plus hautes du relief, participeraient alors à alimenter une boucle de rétroaction. Il serait donc intéressant d'estimer l'évolution temporelle et spatiale des secteurs du massif des Ecrins-Pelvoux affectés par la gélifraction afin de pouvoir quantifier la contribution réelle des processus périglaciaires au soulèvement actuel des massifs cristallins externes des Alpes Occidentales.

L'étude présentée dans ce manuscrit a été menée dans la perspective d'enrichir nos connaissances sur les mécanismes qui participent à l'évolution du relief de la surface terrestre en utilisant la mesure des nucléides cosmogénique. Je me suis concentré sur le massif des Ecrins-Pelvoux mais les conclusions tirées de cette étude peuvent être étendues, dans une certaine mesure, à l'ensemble des chaînes de montagnes des régions tempérées ayant été englacées pendant le Quaternaire et soumises actuellement à l'action des processus

péglaciaires. Les applications potentielles des nucléides cosmogéniques en géomorphologies sont très nombreuses. Les développements méthodologiques en cours tels que la mesure du ^{14}C produit *in-situ* ou le « renouveau » du ^{10}Be atmosphérique permettront très certainement de répondre dans un futur proche à la question que se posait Bob Dylan il y a pratiquement 40 ans : « How many years can a mountain exist before it's washed to the sea? ».

Références bibliographiques

- Ahnert F. (1970). Functional relationships between denudation, relief and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* 268, 243-263.
- Anderson R.S. (1998). Near-surface thermal profiles in Alpine bedrock: Implications for the frost weathering of rock. *Arctic & Alpine Research* 30, 362-372.
- Anderson R.S., Molnar P. and Kessler M.A. (2006). Features of glacial valley profiles simply explained. *Journal of Geophysical Research* 111, F01004.
- Arnold M., Merchel S., Bourlès D.L., Braucher R., Benedetti L., Finkel R.C., Aumaître G., Gottdang A. and Klein M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268, 1954-1959.
- Bailly-Maître M.-C., Monjuvent G. and Mathoulin V. (1997). Les quatre anciens lacs de l'Oisans (Alpes françaises du Nord). *Revue de Géographie Alpine* 85, 33-52.
- Balco G. (2001). Cosmogenic isotope production rates over large areas, from http://depts.washington.edu/cosmolab/P_GIS.htm.
- Balco G., Stone J. O., Lifton N.A. and Dunai T. J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology* 3, 174-195.
- Ballantyne C.K., McCarroll D., Nesje A. and Dahl S.O. (1997). Periglacial trimlines, former nunataks and the altitude of the last ice sheet in Wester Ross, northwest Scotland. *Journal of Quaternary Science* 12, 225-238.
- Barféty J.-C. and Pécher A. (1984). Notice explicative de la feuille Saint-Christophe-en-Oisans à 1/50000 Orléans, BRGM.
- Beaudevin C. (2000). Contribution à l'étude de l'altitude atteinte par les glaciers quaternaires dans quelques vallées alpines. *Géologie Alpine* 76, 83-116.
- Beaumont C., Fullsack P. and Hamilton J. (1992). Erosional control of active compressional orogens. in *Thrust Tectonics*, edited by K. R. McClay. Chapman & Hall, London, pp. 1-18.
- Beaumont C., Kooi H. and Willett S. (2000). Progress in coupled tectonic - surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. in *Geomorphology and Global Tectonics*, edited by M. A. Summerfield. Wiley, Chichester, pp. 29-56.
- Belov A. (2000). Large scale modulation: View from the Earth. *Space Science Reviews* 93, 79-105.
- Bernet M., Brandon M.T., Garver J.I. and Molitor B. (2004). Fundamentals of detrital zircon fission-track analysis for provenance and exhumation studies with examples from the

- European Alps. In *Detrital thermochronology-Provenance analysis, exhumation and landscape evolution of mountain belts*. edited by M. Bernet and C. Spiegel. Geological Society of America Special Paper, 378, Boulder (Co), pp. 25-36.
- Bethe H. (1930). Zur Theorie des Durchgangs schneller Korpuskularstrahlen durch Materie. *Annalen der Physik* 397, 325-400.
- Bierman P.R. (1994). Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research* 99, 13, 885-896.
- Bierman P.R. and Steig E.J. (1996). Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundance in sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 125-139.
- Bierman P.R. and Caffee M. (2001). Slow Rates of Rock Surface Erosion and Sediment Production across the Namib Desert and Escarpment, Southern Africa. *American Journal of Science* 301, 326-358.
- Bierman P.R. (2007). Cosmogenic glacial dating, 20 years and counting. *Geology* 35, 575-576.
- Bigot-Cormier F., Poupeau G. and Sosson M. (2000). Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris* 330, 363-370.
- Binnie S.A., Phillips W.M., Summerfield M.A. and Fifield L.K. (2006). Sediment mixing and basin-wide cosmogenic nuclide analysis in rapidly eroding mountainous environments. *Quaternary Geochronology* 1, 4-14.
- Binnie S.A., Phillips W.M., Summerfield M.A. and Fifield, L.K. (2007). Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. *Geology* 35, 743-746.
- Bodin X., (2007). Géodynamique du pergélisol de montagne : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes). PhD Thesis, Université Paris-Diderot (Paris 7), Paris.
- Böhm R., Auer I., Brunetti M., Maugeri M., Nanni T. and Schöner W. (2001). Regional temperature variability in the European Alps: 1760-1998 from homogenized instrumental time series. *International Journal of Climatology* 21, 1779-1801.
- Bourlès D.L., (1988). Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique ^{10}Be et de son isotope stable en milieu océanique. Application à la datation de sédiments marins. Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud, Orsay.

- Braucher R., Bourlès D.L., Brown E.T., Colin F., Muller J.-P., Braun J.-J., Delaune M., Edou Minko A., Lescouet C., Raisbeck G.M. and Yiou F. (2000). Application of in situ-produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* 170, 95–111.
- Braucher R., Bourlès D.L., Brown E.T. and Colin F. (2003). In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211, 251-258.
- Briner J.P. and Swanson T.W. (1998). Using inherited cosmogenic ^{36}Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology* 26, 3-6.
- Briner J.P., Miller G.H., Davis P.T., Bierman P.R. and Caffee M. (2003). Last Glacial Maximum ice sheet dynamics in Arctic Canada inferred from young erratics perched on ancient tors. *Quaternary Science Reviews* 22, 437–444.
- Brocard G.Y., van der Beek P.A., Bourlès D.L., Siame L.L. and Mugnier J.-L. (2003). Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the French Western Alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 197-214.
- Brocklehurst S.H. and Whipple K.X. (2002). Glacial erosion and relief production in the Eastern Sierra Nevada, California. *Geomorphology* 42, 1– 24.
- Brown E.T., Edmond J.M., Raisbeck G.M., Yiou F., Kurz M.D. and Brook E.D. (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using *in situ* produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et cosmochimica Acta* 55, 2269-2283.
- Brown E.T., Stallard R.F., Larsen M.C., Raisbeck G.M. and Yiou F. (1995). Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the luquillo experimental forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters* 129, 193-202.
- Brown E.T., Stallard R.F., Larsen M.C., Bourlès D.L., Raisbeck G.M. and Yiou F. (1998). Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguás River, Puerto Rico) using in-situ-produced ^{10}Be in river-borne quartz. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 723-728.
- Brozovic N., Burbank D.W. and Meigs A.J. (1997). Climatic Limits on Landscape Development in the Northwestern Himalaya. *Science* 276, 571-574
- Calais E., Nocquet J.M., Jouanne F. and Tardy M. (2002). Current strain regime in the Western Alps from continuous Global Positioning System measurements, *Geology* 30, 651-654.

- Carretier S., Regard V. and Soual C. (2009). Theoretical cosmogenic nuclide concentration in river bed load clasts: Does it depend on clast size? *Quaternary Geochronology* 4, 108-123.
- Casty C., Wanner H., Luterbacher J., Esper J. and Böhm R. (2005). Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology* 25, 1855-1880.
- Cederbom C.E., Sinclair H.D., Schlunegger F. and Rahn M.K. (2004). Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. *Geology* 32, 709-712.
- Champagnac J.D., Molnar P., Anderson R.S., Sue C. and Delacou B. (2007). Quaternary erosion-induced isostatic rebound in the western Alps. *Geology* 35, 195-198.
- Champagnac J.-D., Schlunegger F., Norton K., von Blanckenburg F., Abbühl L.M. and Schwab M. (2009). Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics* 474, 236-249.
- Codilean A.T., Bishop P., Stuart F.M., Hoey T.B., Fabel D. and Freeman S.P.H.T. (2008). Single-grain cosmogenic ^{21}Ne concentrations in fluvial sediments reveal spatially variable erosion rates. *Geology* 36, 159-162.
- Corona C. (2007). Conséquences du réchauffement climatique sur une pinède de basse altitude des Alpes du Nord : l'exemple du versant de la Grande Aiguille, Massif des Ecrins, France. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 700 p.
- Cossart E. (2005). Evolution géomorphologique du haut bassin durancien (Alpes du sud, France) depuis la dernière glaciation. Thèse de Doctorat, Université Paris 7-Denis Diderot, Paris.
- Cossart E., Braucher R., Fort M., Bourlès D.L. and Carcaillet J. (2008). Slope instability in relation to glacial debuttressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France): Evidence from field data and ^{10}Be cosmic ray exposure ages. *Geomorphology* 95, 3-26.
- Coutard J.-P. and Francou B. (1989). Rock Temperature Measurements in Two Alpine Environments: Implications for Frost Shattering. *Arctic and Alpine Research* 21, 399-416.
- Couteaux M. and Evin J. (1981). Etude palynologique et datage par le radiocarbone de dépôts fluvio-glaciaires aux Deux-alpes (Isère, France). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris* 292, 1235-1238.
- Coutterand S. (2008). Le lobe de piémont lyonnais au maximum würmien, modalités de la déglaciation entre le piémont et les zones d'alimentation. *Congrès annuel de la Société Hydrotechnique de France*, Chamonix.

- de Beaulieu J.L. and Reille M. (1984). A long upper-Pleistocene pollen record from les Echets near Lyon, France. *Boreas* 13, 111-132.
- Davis W.M. (1899). The geographical cycle. *Geographical Journal* 14, 481-504.
- Davis B.A., Brewer S., Stevenson A.C. and Guiot J. and data contributors (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- Delunel R., van der Beek P.A., Carcaillet J., Bourlès D.L. and Valla P.G. (2010). Frost-cracking control on catchment denudation rates: Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (Ecrins-Pelvoux massif, French Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* 293, 72-83.
- Delunel R., Hantz D., Braucher R., Bourlès D.L., Schoeneich P. and Deparis J. (2010). Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel rock slide (French Alps) Landslides, in press, DOI: 10.1007/s10346-010-0221-0.
- Delunel R., van der Beek P.A., Carcaillet J. and Bourlès D.L. (2010). Deglaciation chronology of the Ecrins-Pelvoux massif (French Western Alps) revealed from new ^{10}Be and ^{26}Al Cosmic Ray Exposure ages. *Geophysical Research Abstracts* 12, EGU2010-9320
- Desilets D. and Zreda M. (2003). Spatial and temporal distribution of secondary cosmic-ray nucleon intensities and applications to in situ cosmogenic dating. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 21-42.
- Dixon J.L., Heimsath A.M., Kaste J. and Amundson R. (2009). Climate-driven processes of hillslope weathering. *Geology* 37, 975-978.
- Dosseto A., Bourdon B. and Turner S.P. (2008). Uranium-series isotopes in river materials: Insights into the timescales of erosion and sediment transport. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 1-17.
- Dumas D. (2008). Bilan d'érosion d'un cours d'eau alpin: l'Isère a Grenoble (France). *Zeitschrift für Geomorphologie* 52, 85-103.
- Dumont T., Champagnac J.D., Crouzet C. and Rochat P. (2008). Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. *Swiss Journal of Geoscience* 101, 89-110.
- Dunai T.J. (2001). Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 197-212.

- Dunne J., Elmore D. and Muzikar P. (1999). Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27, 3-11.
- Edouard J.L. (1978). La glaciation dans le massif de l'Oisans. Contribution à la connaissance des fluctuations glaciaires postwürmienne. Thèse de Troisième Cycle, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Egholm D.L., Nielsen S.B., Pedersen V.K. and Lesemann J.E. (2009). Glacial effects limiting mountain height. *Nature* 460, 884-887.
- Ehlers T.A. and Farley K.A. (2003). Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 1-14.
- Fabel D., Stroeven A.P., Harbor J., Kleman J., Elmore D. and Fink D. (2002). Landscape preservation under Fennoscandian ice sheets determined from in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters* 201, 397-406.
- Fabel D., Harbor J., Dahms D., James A., Elmore D., Horn L., Daley K. and Steele C. (2004). Spatial Patterns of Glacial Erosion at a Valley Scale Derived From Terrestrial Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al Concentrations in Rock. *Annals of the Association of American Geographers* 94, 241-255.
- Fairbanks R.G., Mortlock R.A., Chiu T.-C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T., Fairbanks T.W., Bloom A.L., Grootes P.M. and Nadeau M.-J. (2005). Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals. *Quaternary Science Reviews* 24, 1781-1796.
- Florineth D. and Schluchter C. (1998). Reconstructing the Last Glacial Maximum (LGM) ice surface geometry and flowlines in the central Swiss Alps. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 91, 391-407.
- Francou B. (1988). L'ébouilisation en haute montagne. Editec, Caen, 696 p.
- Ford M. (1966). Kinematics and geometry of early alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. *Eclogae geologicae Helvetiae* 89, 269-295.
- Gidon M. (1992). Le Voironnais au Würm II: morphologie et corrélations chronologiques dans le Quaternaire périglaciaire du Bas Dauphiné. *Géologie Alpine* 68, 63-75.
- Gilbert G.K. (1897). Report on the Geology of the Henry Mountains, Geographical and Geological Survey of the Rock Mountains Region. United States Department of the Interior, Washington DC.

- Gosse J.C. and Philips F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475–1560.
- Gottardi F. (2009). Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne - utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement: Application aux grands massifs montagneux français, Thèse de Doctorat, Grenoble INP, 261 pp.
- Granet M., Chabaux F., Stille P., France-Lanord C. and Pelt E. (2007). Time-scales of sedimentary transfer and weathering processes from U-series nuclides: Clues from the Himalayan rivers. *Earth and Planetary Science Letters* 261, 389-406.
- Granger D.E., Kirchner J.W. and Finkel R. (1996). Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *Journal of Geology* 104, 249-257.
- Granger D.E., Kirchner J.W. and Finkel R.C. (1997). Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium. *Geology* 25, 107-110.
- Granger D.E. (2006). A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . *Geological Society of America Special Papers* 415, 1-16.
- Hallet B. (1979). A theoretical model for glacial abrasion. *Journal of Glaciology* 23, 12.
- Gudmundsson G.H. (1994). An order-of-magnitude estimate of the current uplift rates in Switzerland caused by the Wurm alpine glaciation. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 87, 545-557.
- Haeberli W., Hallet B., Arenson L., Elconin R., Humlun O., Kaab A., Kaufmann V., Ladanyi B., Matsuoka N., Springman S. and Vonder Muhll D. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes* 17, 189-214.
- Haeuselmann P., Granger D.E., Jeannin P.Y. and Lauritzen S.E. (2007). Abrupt glacial valley incision at 0.8 Ma dated from cave deposits in Switzerland. *Geology* 35, 143-146.
- Hales T.C. and Roering J.J. (2007). Climatic controls on frost cracking and implications for the evolution of bedrock landscapes. *Journal of Geophysical Research* 112, F02033.
- Hales, T.C. and Roering J.J. (2009). A frost "buzzsaw" mechanism for erosion of the eastern Southern Alps, New Zealand. *Geomorphology* 107, 241-253.
- Heimsath A.M., Dietrich W.E., Nishiizumi K. and Finkel R.C. (1999). Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology* 27, 151-172.

- Herman F. and Braun J. (2008). Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand: Insights from a glacial erosion model. *Journal of Geophysical Research* 113. F02009.
- Herman F., Rhodes E.J. and Braun J. (2010). Glacial erosion equals fluvial erosion in a very active orogen, as revealed from OSL-thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, in press.
- Hinderer M. (2001). Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231-263.
- Hoffman P.F. and Grotzinger J.P. (1993). Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. *Geology* 21, 195-198.
- Holzhauser H., Magny M., and Zumbühl H.J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.
- Hovius N. (1998). Controls on sediment supply by large rivers. *SEPM Special Publication* 59, 3-16.
- Ivy-Ochs S., Schlüchter C., Kubik P.W., Synal H.-A., Beer J. and Kerschner H. (1996). The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al and ^{36}Cl . *Eclogae Geologicae Helveticae* 89, 1049-1063.
- Ivy-Ochs S., Schäfer J., Kubik P.W., Synal H.-A. and Schlüchter C. (2004). Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae* 97, 47-55.
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Preusser F., Heine K., Maisch M., Kubik P.W. and Schlüchter C. (2008). Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *Journal of Quaternary Science* 23, 559-573.
- Jamieson S.S.R., Hulton N.R.J. and Hagdorn M. (2008). Modelling landscape evolution under ice sheets. *Geomorphology* 97, 91-108.
- Joerin U.E., Stocker T.F. and Schlüchter C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene* 16, 697-704.
- Johnsen S.J., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Andersen U., Andersen K.K., Hvidberg C.S., Dahl-Jensen D., Steffensen J.P., Shoji H., Sveinbjörnsdóttir Á.E., White J., Jouzel J. and Fische D. (1997). The $\delta^{18}\text{O}$ record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research* 102, 26397-26410.

- Jorda M., Rosique T. and Évin J. (2000). Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises: New data about the age of the glacial maximum in the southern French Alps. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331, 187-193.
- Jouanne F., Ménard G. and Darmendrail X. (1995). Present-day vertical displacements in the north-western Alps and southern Jura Mountains: Data from leveling comparisons. *Tectonics* 14, 403-419.
- Kahle H.G., Geiger A., Bürki B., Gubler E., Marti U., Wirth B., Rothacher M., Gurtner W., Beutler G., Bauersima I. and Pfiffner O.A. (1997). Recent crustal movements, geoid and density distribution: contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. Results of the National Research Program. O. A. Pfiffner, Lehner, P., Heitzmann, P., Müller, S., Steck, A. Birkhäuser, Basel, NRP, pp. 251–259.
- Kelly M.A., (2003). The late Würmian Age in the western Swiss Alps - last glacial maximum (LGM) ice-surface reconstruction and ^{10}Be dating of late-glacial features. PhD Thesis, Universität Bern, Bern.
- Kelly M.A., Buoncristiani J.F. and Schluchter C. (2004). A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 97, 57-75.
- Kirkbride M. and Mathews D. (1997). The role of fluvial and glacial erosion in landscape evolution: The Ben Ohau Range, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 317-327.
- Klein M.G., Gottdang A., Mous D.J.W., Bourlès D.L., Arnold M., Hamelin B., Aumaître G., Braucher R., Merchel S. and Chauvet F. (2008). Performance of the HVE 5 MV AMS system at CEREGE using an absorber foil for isobar suppression. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 266, 1828-1832.
- Kodama M. (1984). An introduction to applied cosmic ray physics. *Japanese Journal of Applied Physics* 23, 726-728.
- Kodama M., Nakai K., Kawasaki S., and Wada M. (1979). An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow-water equivalent. *Journal of Hydrology* 41, 85-92.
- Kuhlemann J., Frisch W., Székely B., Dunkl I. and Kázmér M. (2002). Post-collisional sediment budget history of the Alps: tectonic versus climatic control. *International Journal of Earth Science (Geol Rundsch)* 91, 818–837.

- Lal D. and Peters B. (1967). Cosmic ray produced radioactivity on the Earth. in *Handbuch der Physik*. Springer. Berlin. XLVI: 551-612.
- Lal D. and Arnold J. (1985). Tracing quartz through the environment. *Journal of Earth System Science* 94, 1-5.
- Lal D. (1987). Cosmogenic nuclides produced in situ in terrestrial solids. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 29, 238-245.
- Lal D. (1991). Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424–439.
- Leloup P.H., Arnaud N., Sobel E.R. and Lacassin R. (2005). Alpine thermal and structural evolution of the highest external crystalline massif: The Mont Blanc. *Tectonics* 24, TC4002.
- Le Roux O., Schwartz S., Gamond J.F., Jongmans D., Bourles D.L., Braucher R., Mahaney W., Carcaillet J. and Leanni L. (2009). CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 236-245.
- Li Y., Harbor J., Stroeve A.P., Fabel D., Kleman J., Fink D., Caffee M. and Elmore D. (2005). Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, 1039–1049.
- Lide D.R. (Ed.) (1999), *CRC Handbook of Chemistry and Physics*, 79 ed., CRC Press, Boca Raton.
- Lindsay J.B. (2005). The Terrain Analysis System: a tool for hydro-geomorphic applications. *Hydrological Processes* 19, 1123-1130.
- MacGregor K.R., Anderson R.S., Anderson S.P. and Waddington E.D. (2000). Numerical simulations of glacial-valley longitudinal profile evolution. *Geology* 28, 1031-1034.
- Matsuoka N. (1990). The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 73-90.
- McGill R., Tukey J.W. and Larsen W.A. (1978). Variations of Box Plots. *The American Statistician* 32, 12-16.
- Merchel S. and Herpers U. (1999). An update on Radiochemical Separation Techniques for the Determination of Long-Lived Radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215-219.
- Métivier F., Gaudemer Y., Tapponnier P. and Klein M. (1999). Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International* 137, 280-318.

- Michalski I. and Soom M. (1990). The Alpine thermo-tectonic evolution of the Aar and Gotthard massifs, central Switzerland: fission track ages on zircon and apatite and K-Ar mica ages. *Schweizerische Mineralogische und Petrografische Mitteilungen* 70, 373–387.
- Mitchell S.G. and Montgomery D.R. (2006). Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *Quaternary Research* 65, 96-107.
- Molnar P. and England P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain-ranges and global climate change - Chicken or Egg? *Nature* 346, 29-34.
- Molnar P., England P. and Martinod J. (1993). Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. *Reviews of Geophysics* 31, 357-396.
- Molnar P. (2004). Late Cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment: How might climate change have affected erosion rates? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 67-89.
- Monjuvent G. (1978). Le Drac : morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaire d'un bassin Alpin. Thèse d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Monjuvent G. (1980). Glaciations Quaternaires dans les alpes Franco-suissees et leur piedmont. *Géologie Alpine* 56, 251-283.
- Montgomery D.R. (1994). Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of Geophysical Research* 99, 13913-13921.
- Montgomery D.R. (2002). Valley formation by fluvial and glacial erosion. *Geology* 30, 1047-1050.
- Montgomery D.R. and Brandon M.T. (2002). Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters* 201, 481-489.
- Muller S.D., Nakagawa T., de Beaulieu J.L., Court-Picon M., Carcaillet C., Miramont C., Roiron P., Bouterin C., Ali A.A. and Bruneton H. (2007). Post-glacial migration of silver fir (*Abies alba Mill.*) in the south-western Alps. *Journal of Biogeography* 34, 876-899.
- Murton J.B., Peterson R. and Ozouf J.-C. (2006). Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science* 314, 1127-1129.
- Muzikar P. (2008). Cosmogenic nuclide concentrations in episodically eroding surfaces: Theoretical results. *Geomorphology* 97, 407-413.
- Muzikar P. (2009). General models for episodic surface denudation and its measurement by cosmogenic nuclides. *Quaternary Geochronology* 4, 50-55.
- Nesje A., and Dahl S.O. (2003). The 'Little Ice Age' - only temperature? *The Holocene* 13, 139-145.

- Nicoud G., Royer G., Corbin J.-C., Lemeille F. and Paillet A. (2002). Creusement et remplissage de la vallée de l'Isère au Quaternaire récent. Apports nouveau du forage GMB1 (1999) dans la région de Grenoble (France). *Géologie de la France* 4.
- Niemi, N.A., Oskin M., Burbank D.W., Heimsath A.M. and Gabet E.J. (2005). Effects of bedrock landslides on cosmogenically determined erosion rates. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 480-498.
- Nishiizumi K., Winterer E.L., Kohl C.P., Klein J., Middleton R., Lal D. and Arnold J.R. (1989). Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research* 94, 17907-17915.
- Nishiizumi K., Imamura M., Caffee M.W., Southon J.R., Finkel R.C. and McAninch J. (2007). Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258, 403-413.
- Norris T.L., Gancarz A.J., Rokop D.J. and Thomas K.W. (1983). Half-Life of ^{26}Al . *Journal of Geophysical Research* 88.
- Norton K.P. and Vanacker V. (2009). Effects of terrain smoothing on topographic shielding correction factors for cosmogenic nuclide-derived estimates of basin-averaged denudation rates. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 145-154.
- Norton K.P., von Blanckenburg F. and Kubik P.W. (2010). Cosmogenic nuclide-derived rates of diffusive and episodic erosion in the glacially sculpted upper Rhone Valley, Swiss Alps. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 651-662.
- O'Callaghan J.F. and Mark D.M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics, and Image Processing* 28, 323-344.
- Paquet E., and Laval M.-T. (2006). Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d'EDF. *La Houille Blanche* 2, 113-119.
- Paterson W.S.B. (1994). *The physics of Glaciers*. Elsevier, New York.
- Penck W. (1924). *Die Morphologische Analyse: Ein Kapital der Physikalischen Geologie*. Stuttgart.
- Pinet P. and Souriau M. (1988). Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics* 7, 563-582.
- Rasmussen S.O., Andersen K.K., Svensson A.M., Steffensen J.P., Vinther B.M., Clausen H.B., Siggaard-Andersen M.L., Johnsen S.J., Larsen L.B., Dahl-Jensen D., Bigler M., Röthlisberger R., Fischer H., Goto-Azuma K., Hansson M.E. and Ruth U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111, D06102.

- Raymo M.W. and Ruddiman W.F. (1992). Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature* 359, 117–122.
- Reiners P.W. and Brandon M.T. (2006). Using thermochronology to understand orogenic erosion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34, 419-466.
- Riebe C.S., Kirchner J.W., Granger D.E. and Finkel R.C. (2001). Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology* 29, 447-450.
- Riebe C.S., Kirchner J.W. and Finkel R.C. (2004). Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 547-562.
- Ring U., Brandon M.T., Willett S.D. and Lister G.S. (1999). Exhumation processes. In *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*, edited by U. Ring, M.T. Brandon, S.D. Willett, and G.S. Lister. Geological Society, London, pp. 1-27.
- Rollinson H. (1994). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, John Wiley & Sons, 352p.
- Schaller M., von Blanckenburg F., Hovius N. and Kubik P.W. (2001). Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 441-458.
- Schildgen T.F., Phillips W.M. and Purves R.S. (2005). Simulation of snow shielding corrections for cosmogenic nuclide surface exposure studies. *Geomorphology* 64, 67-85.
- Schlunegger F. and Hinderer M. (2001). Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova* 13, 425-432.
- Schlunegger F. and Hinderer M. (2003). Pleistocene/Holocene climate change, re-establishment of fluvial drainage network and increase in relief in the Swiss Alps. *Terra Nova* 15, 88-95.
- Schmid S.M. and Kissling E. (2000). The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics* 19, 62-85.
- Schmidt K.M. and Montgomery, D.R. (1995). Limits to relief. *Science* 270, 617-620.
- Schoeneich P. (1993). Cartographie géomorphologique en Suisse - Une bibliographie commentée et des propositions. *Travaux et Recherches n°9*. Institut de Géographie, Lausanne, pp. 1-13.
- Selverstone J. (2005). Are the Alps collapsing? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 113-132.
- Shuster D.L., Ehlers T.A., Rusmore M.E. and Farley K.A. (2005). Rapid glacial erosion at 1.8 Ma revealed by $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry. *Science* 310, 1668-1670.

- Sikirdji L. (1982). Etude sédimentologique et géotechnique des alluvions déposées dans la retenue du Chambon (vallée de la Romanche - Isère) après 45 ans d'exploitation. PhD Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble,
- Simon-Labrie T. (2006) Contraintes cinématiques et chronologiques des déformations dans le socle et la couverture : exemple du massif du Pelvoux et de sa bordure sédimentaire. MS. Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Simpson J. (2000). The cosmic ray nucleonic component: The invention and scientific uses of the neutron monitor. *Space Science Reviews* 93, 11-32.
- Small E.E. and Anderson R.S. (1995). Geomorphically driven Late Cenozoic rock uplift in the Sierra-Nevada, California. *Science* 270, 277-280.
- Small E.E., Anderson R.S., Repka J.L. and Finkel R.C. (1997). Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters* 150, 413-425.
- Small E.E. and Anderson R.S. (1998). Pleistocene relief production in Laramide mountain ranges, western United States. *Geology* 26, 123-126.
- Stock G.M., Frankel K.L., Ehlers T.A., Schaller M., Briggs S.M. and Finkel R.C. (2009). Spatial and temporal variations in denudation of the Wasatch Mountains, Utah, USA. *Lithosphere* 1, 34-40.
- Stoffel M., Schneuwly D., Bollschweiler M., Lièvre I., Delaloye R., Myint M. and Monbaron M. (2005). Analyzing rockfall activity (1600-2002) in a protection forest - a case study using dendrogeomorphology. *Geomorphology* 68, 224-241.
- Stone J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 105, 23753-23759.
- Sue C., Delacou B., Champagnac J.D., Allanic C., Tricart P. and Burkhard M. (2007). Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. *International Journal of Earth Sciences* 96, 1101-1129.
- Summerfield M.A. (1991). Sub-aerial denudation of passive margins: regional elevation versus local relief models. *Earth and Planetary Science Letters* 102, 460-469.
- Summerfield M.A. (1993). Global Geomorphology. An introduction to the study of landforms. Longman Scientific and Technical, Harlow, 537 p.
- Summerfield M.A. and Hulton, N. J. (1994). Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 99, 13871-13883.
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Rasmussen S.O., Röthlisberger R., Peder Steffensen J. and Vinther

- B.M. (2006). The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews* 25, 3258-3267.
- Thorp P.W. (1981). A trimline method for defining the upper limit of the Loch Lomond Advance glaciers: examples from the Coch Levan and Glencoe area. *Scottish Journal of Geology* 17, 49-64.
- Tricart J. and Cailleux A. (1965). *Traité de Géomorphologie*. Paris.
- Valla P.G., van der Beek P.A. and Carcaillet J. (2010a). Dating bedrock gorge incision in the French Western Alps (Ecrins-Pelvoux massif) using cosmogenic ^{10}Be . *Terra Nova* 22, 18-25.
- Valla P.G., van der Beek P.A. and Lague D. (2010b). Fluvial incision into bedrock: insights from morphometric analysis and numerical modeling of gorges incising glacial hanging valleys (western Alps, France). *Journal of Geophysical Research*, in press.
- van der Beek P.A. and Bourbon P. (2008). A quantification of the glacial imprint on relief development in the French western Alps. *Geomorphology* 97, 52-72.
- van der Beek P.A., Valla P.G., Herman F., Braun J., Persano C., Dobson, K.J. and Labrin E. (2010). Inversion of thermochronological age-elevation profiles to extract independent estimates of denudation and relief history - II: Application to the French Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, in press.
- Vermeesch P. (2007). CosmoCalc: An Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 8, Q08003.
- Vernon A.J., van der Beek P.A., Sinclair H.D. and Rahn M.K. (2008). Increase in late Neogene denudation of the European Alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 316-329.
- Vernon A.J., van der Beek P.A. and Sinclair H.D. (2009). Spatial correlation between long-term exhumation rates and present-day forcing parameters in the western European Alps. *Geology* 37, 859-862.
- Vincent C., Le Meur E., Six D., and Funk M. (2005). Solving the paradox of the end of the Little Ice Age in the Alps, *Geophysical Research Letters* 32, L09706.
- Vivian R. (1975). *Les glaciers des Alpes Occidentales*. Thèse d'Etat, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- von Blanckenburg F., Hewawasam T. and Kubik P.W. (2004). Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet, tropical highlands of Sri Lanka. *Journal of Geophysical Research* 109, F03008.

- von Blanckenburg F. (2006). The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters* 242, 223-239.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Müller J., Jouzel J. and Johnsen S. (1998). The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics* 14, 73-81.
- von Grafenstein U., Erlenkeuser H., Brauer A., Jouzel J. and Johnsen S. J. (1999). A Mid-European Decadal Isotope-Climate Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *Science* 284, 1654-1657.
- Walder J. and Hallet B. (1985). A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin* 96, 336-346.
- Whipple K.X., Kirby E. and Brocklehurst S.H. (1999). Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature* 401, 39-43.
- Whipple K.X. and Meade B.J. (2006). Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 218-228.
- Willett S.D. (1999). Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research* 104, 28957-28981.
- Wittmann H., von Blanckenburg F., Kruesmann T., Norton K.P. and Kubik P.W. (2007). The relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the Central Alps of Switzerland. *Journal of Geophysical Research*, F04010.
- Wu H., Guiot J., Brewer S. and Guo Z. (2007). Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modelling. *Climate Dynamics* 29, 211-229.
- Yanites B.J., Tucker G.E. and Anderson R.S. (2009). Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 114, F01007.
- Zhang P., Molnar P. and Downs W.R. (2001). Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897.

Annexe 1 :
Tableaux de données

Echantillons	Localisation	Nature du matériel	Lithologie	Coordonnées géographiques		Ecrantage topographique (%)
				Longitude (°E)	Latitude (°N)	
rd01	BV de la Romanche	alluvions	-	5.852	51.689	380
rd02	BV du Vénéon	alluvions	-	6.063	45.014	653
rd03	BV de la Haute Romanche	alluvions	-	6.207	45.038	1125
rd04	BV du Tabuc	alluvions	-	6.478	44.985	1478
rd05	BV du Saint Pierre	alluvions	-	6.446	44.891	1517
rd06	BV de Celse Niere	alluvions	-	6.444	44.882	1521
rd07	BV de la Gironde	alluvions	-	6.485	44.871	1242
rd08	BV de la Roizonne	alluvions	-	5.860	44.940	898
rd09	BV de la Bonne	alluvions	-	5.908	44.891	710
rd10	BV de la Haute Bonne	alluvions	-	5.989	44.881	915
mb130	BV du Haut Drac	alluvions	-	5.973	44.794	764
mb146	BV de la Séveraise	alluvions	-	6.062	44.784	888

Tableau 1 : Echantillons récoltés lors de la campagne d'échantillonnage 2006/2007

Annexe 1

Echantillons	Localisation	Nature du matériel	Lithologie	Coordonnées géographiques Longitude (°E) Latitude (°N) Altitude (m)	Ecrantage topographique	Epaisseur (mm)
Rd12	Plateau d'Emparis	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.226 45.049 2455	0.999	35
Rd13	Plateau d'Emparis	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.224 45.051 2455	0.995	15
Rd14	Plateau d'Emparis	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.222 45.056 2360	0.955	10
Rd15	Plateau d'Emparis	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.212 45.052 2245	0.996	35
Rd16	Saint Christophe en Oisans	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.170 44.958 1410	0.926	30
Rd17	Saint Christophe en Oisans	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.171 44.961 1610	0.960	30
Rd18	Saint Christophe en Oisans	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.172 44.963 1712	0.964	20
Rd19	Saint Christophe en Oisans	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.173 44.964 1780	0.978	20
Rd20	Saint Christophe en Oisans	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.174 44.968 1930	0.941	25
Rd21	Saint Christophe en Oisans	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.176 44.971 2080	0.978	20
Rd22	Saint Christophe en Oisans	roche en place (~nunatak)	gneiss	6.181 44.983 2885	0.999	25
Rd23	Saint Christophe en Oisans	Bloc erratique	granite	6.172 44.963 1710	0.964	20
Rd24	Saint Christophe en Oisans	Bloc erratique	granite	6.173 44.964 1780	0.978	30
Rd25	Tête de la Maye (La Bérarde)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.289 44.943 2515	0.991	20
Rd26	Tête de la Maye (La Bérarde)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.290 44.942 2455	0.986	10
Rd27	Tête de la Maye (La Bérarde)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.287 44.937 1865	0.858	50
Rd28	Tête de la Maye (La Bérarde)	Bloc erratique	granite	6.288 44.944 2510	0.991	35
Rd29	Col des Grangettes (Lac de l'Eychauda)	roche en place (~nunatak)	gneiss	6.477 44.938 2700	0.992	40
Rd31	Aiguille du Grand St Pierre (Ailefroide)	roche en place (~nunatak)	granite	6.464 44.899 2570	0.946	45
Rd32	Crête de la Roche du Fraysse (Ailefroide)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.460 44.898 2410	0.965	60
Rd33	Crête de la Roche du Fraysse (Ailefroide)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.457 44.893 2205	0.981	55
Rd34	Tête de la Draye (Ailefroide)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.455 44.892 2075	0.949	30
Rd35	Tête de la Draye (Ailefroide)	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.449 44.892 1770	0.911	30
Rd42	Pic de Valsenestre	roche en place (~nunatak)	granite	6.071 44.887 2630	0.997	30
Rd43	Col de Laurichard	roche en place (~nunatak)	granite	6.390 45.014 2710	0.994	35

Tableau 2 : Echantillons récoltés lors de la campagne d'échantillonnage 2007/2008

Echantillons	Localisation	Nature du matériel	Lithologie	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m)	Ecrantage topographique	Epaisseur (mm)
Rd38	BV de l'Onde	alluvions	-	6.456	44.840	1237	-	-
Rd38 bis	BV de l'Onde	alluvions	-	-	-	-	-	-
Rd44	Le Gioberney	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.285	44.844	1785	0.931	30
Rd45	Le Gioberney	compartiment rocheux glissé (~nunatak)	gneiss	6.299	44.839	2355	0.973	15
Rd46	Le Gioberney	roche en place (roche moutonnée)	gneiss	6.293	44.844	2115	0.941	60
Rd47	BV du Guil	alluvions	-	6.697	44.681	1050	-	-
Rd48	BV du Guil	alluvions	-	6.762	44.719	1200	-	-
Rd49	BV du Guil	alluvions	-	6.860	44.778	1440	-	-
Rd50	BV amont les Etages	alluvions	-	6.258	44.916	2000	-	-
Rd51	Aiguille des Etages	roche en place (~nunatak)	gneiss	6.247	44.925	2680	0.909	-
Rd52	Aiguille des Etages	roche en place (~nunatak)	granite	6.247	44.925	2680	0.909	20
Rd53(1)	Aiguille des Etages	débris de pentes (125-250 µm)	-	6.247	44.925	2680	-	-
Rd53(2)	Aiguille des Etages	débris de pentes (250-500 µm)	-	-	-	-	-	-
Rd53(3)	Aiguille des Etages	débris de pentes (1-4 mm)	-	-	-	-	-	-
Rd53(4)	Aiguille des Etages	débris de pentes (4-10 mm)	-	-	-	-	-	-
Rd53(5)	Aiguille des Etages	débris de pentes(10-20 mm)	-	-	-	-	-	-
Rd54	poli Aiguilles des Etages	roche en place (roche moutonnée)	granite	6.248	44.926	2630	0.973	35
RD57	glacier des Etages	moraine historique	-	6.260	44.898	2481	-	-
Rd58	glacier des Etages	charge sédimentaire supra-glaciaire	-	6.261	44.898	2441	-	-
RD59	glacier des Etages	charge sédimentaire sous-glaciaire	-	6.262	44.899	2387	-	-
Rd60	glacier des Etages	moraine remaniée	-	6.261	44.901	2330	-	-
Rd61	glacier des Etages	moraine remaniée	-	6.259	44.909	2090	-	-
Rd62	glacier des Etages	moraine remaniée	-	6.259	44.909	2085	-	-
Rd63	BV des Etages	alluvions	-	6.257	44.936	1600	-	-
Rd64	Bv du Vénéon (Plan du Lac)	alluvions	-	6.146	44.978	1150	-	-
Rd65	Les Etages (rive droite)	colluvions	-	6.261	44.918	2100	-	-
Rd66	Les Etages (rive droite)	colluvions	-	6.261	44.918	2080	-	-
Rd67	Les Etages (rive droite)	colluvions	-	6.261	44.918	2080	-	-
Rd68	Les Etages (rive droite)	colluvions	-	6.258	44.919	1950	-	-
Rd69	Les Etages (rive droite)	colluvions	-	6.258	44.927	1900	-	-

Tableau 3 : Echantillons récoltés lors de la campagne d'échantillonnage 2008/2009

Annexe 2 :

Etude géochronologique et géophysique de
l'éboulement du Lauvitel (massif des Ecrins-
Pelvoux)

**Surface exposure dating and geophysical prospecting of the Holocene Lauvitel
rock slide (French Alps)**

**Romain Delunel^{1*}, Didier Hantz², Régis Braucher³, Didier L. Bourlès³, Philippe
Schoeneich⁴ and Jacques Deparis⁵**

¹ *Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Université Joseph Fourier, BP 53, 38041
Grenoble, France*

² *Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique, Université Joseph Fourier, BP 53,
38041 Grenoble, France*

³ *Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement
(CEREGE), UMR 6635 CNRS-Aix Marseille Université, BP80, 13545 Aix en Provence, France*

⁴ *Institut de Géographie Alpine - UMR 5194-PACTE/Territoires, Université de Grenoble, France*

⁵ *BRGM, 3 avenue Claude-Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2*

* Corresponding author: Tel: +33 476 63 54 64; Fax: +33 476 51 40 58.

E-mail address: romain.delunel@e.ujf-grenoble.fr

Submitted to *Landslides*: 28 October 2009

Accepted for publication: 22 April 2010

Abstract

Large rock falls and rockslides represent a risk for human communities in mountainous areas as they can cause fatalities and destruction of settlements and infrastructures. Assessing the associated hazard requires constraining the time frequency of such events. Since large rockslides are not common, estimating their frequency requires recording them over a long period of time. The Holocene period then appears as pertinent, which implies that rockslide features have to be dated with absolute chronology methods. This paper presents a characterisation and dating of the Lauvitel rockslide, one of the largest Holocene rockslides in the French Alps. Combining of field observation with electrical tomography profiles performed on the rockslide deposit that constitutes the Lauvitel Lake dam allows estimating its volume at a minimum of $12 \times 10^6 \text{ m}^3$. In addition, Cosmic Ray Exposure dating (CRE) using in-situ produced ^{10}Be concentration measurements has been applied to date seven samples collected both on the main sliding surface and on blocks lying on the dam and further downstream. Ages obtained are consistent with a single large rockslide event, which occurred at $4.7 \pm 0.4 \text{ }^{10}\text{Be-ka}$ and formed two distinct deposits. However, from a mechanical point of view, these clearly separated deposits could hardly result from a single movement. A comparison of their reach angles with those reviewed in the literature highlights that the lower deposit must result from rock avalanches larger than 10^7 m^3 , while the upper one (the Lauvitel dam) must result from several events smaller than 10^6 m^3 . In the context of hazard assessment for land use planning, these events can however be considered as a unique event.

1. Introduction

Rock falls and most rockslides are extremely rapid mass movements representing a risk for human communities in mountainous areas: Rock falls smaller than 1 m^3 may cause fatalities while larger ones may destroy human settlements. In order to assess the hazard associated with such events in land use planning, potential rock falls have to be identified, characterised, and their probability of occurrence has to be evaluated on a given period of time (Fell et al. 2005; Picarelli et al. 2005). For land use planning purposes, the period of time to be considered is on the order of ~ 100 years. In the current state of knowledge, there is no reliable mechanical method which is able to predict the future behaviour of a stable rock slope; even in a probabilistic way (Hantz and Frayssines 2007). Therefore, rock fall/slide hazard assessment is usually limited to qualitative approaches. Recently, some authors have proposed to use historical inventories in order to assess rock fall/slide hazards in a quantitative way (Dussauge-Peisser et al. 2002; Hantz et al. 2003; Moon et al. 2005). This quantitative approach is based on the knowledge of the rock fall/slide frequency within a particular area. The time period considered for such inventories must, however, be long enough to provide a significant estimate of the mean frequency. Two types of inventory can be distinguished. The first is based on historical records, which usually cover 10^1 to 10^2 years and is appropriate for volumes ranging from $\sim 10^0$ to 10^5 m^3 (e.g. Dussauge-Peisser et al. 2002). The second is based on the recognition of large Holocene events representative of larger volumes: Hungr and Evans (2004) presented time-frequency of rock falls larger than $20 \times 10^6 \text{ m}^3$. More detailed field investigations are necessary to achieve such inventories for smaller volumes, distinguishing homogeneous areas according to their geomorphic settings. Using such a resulting frequency in hazard assessment supposes that rock fall frequency remains constant during the Holocene. Data from a new Alpine rock fall inventory support this view (Schoeneich et al. 2008). However, some authors suggest that rock avalanche frequency may have been higher during the early Holocene due to different climatic forcing (Cruden 1985; Ballantyne 2002; Ivy-Ochs et al. 2008). Ongoing climate change may thus influence rockslide frequency (Climchalp 2008a; 2008b). Therefore it appears essential to date Holocene rockslides to assess the potential relation between climate and geological setting on rock fall occurrence rate. Finally, in order to construct magnitude-frequency relationships the frequency has to be determined for different slide magnitudes, it is also important to determine the volume of each event.

This paper focuses on the Lauvitel rockslide where geophysical prospecting and Cosmic-Ray Exposure dating were performed in order to constrain both its volume and age. The volume was determined by estimating deposit thickness and aerial surface through geophysical and geomorphological surveys. The age of the event was determined through Cosmic-Ray Exposure dating (CRE) using in-situ produced ^{10}Be concentration measurements of samples collected on features associated with the rockslide. Rock avalanches have generally been dated with the radiocarbon method (cf. Schoeneich et al. 2008 for a review), but this method requires organic matter (i.e. wood or charcoal) to be found within the deposit. Such an important constraint is not required when using CRE dating. Recently, several rock slides have been dated with this method, using ^{36}Cl for limestone (Soldati et al. 2004; Van Husen et al. 2007; Ivy-Ochs et al. 2009; Prager et al. 2009) and ^{10}Be for quartz-bearing rocks (Cossart et al. 2008; Hormes et al. 2008; Le Roux et al. 2009).

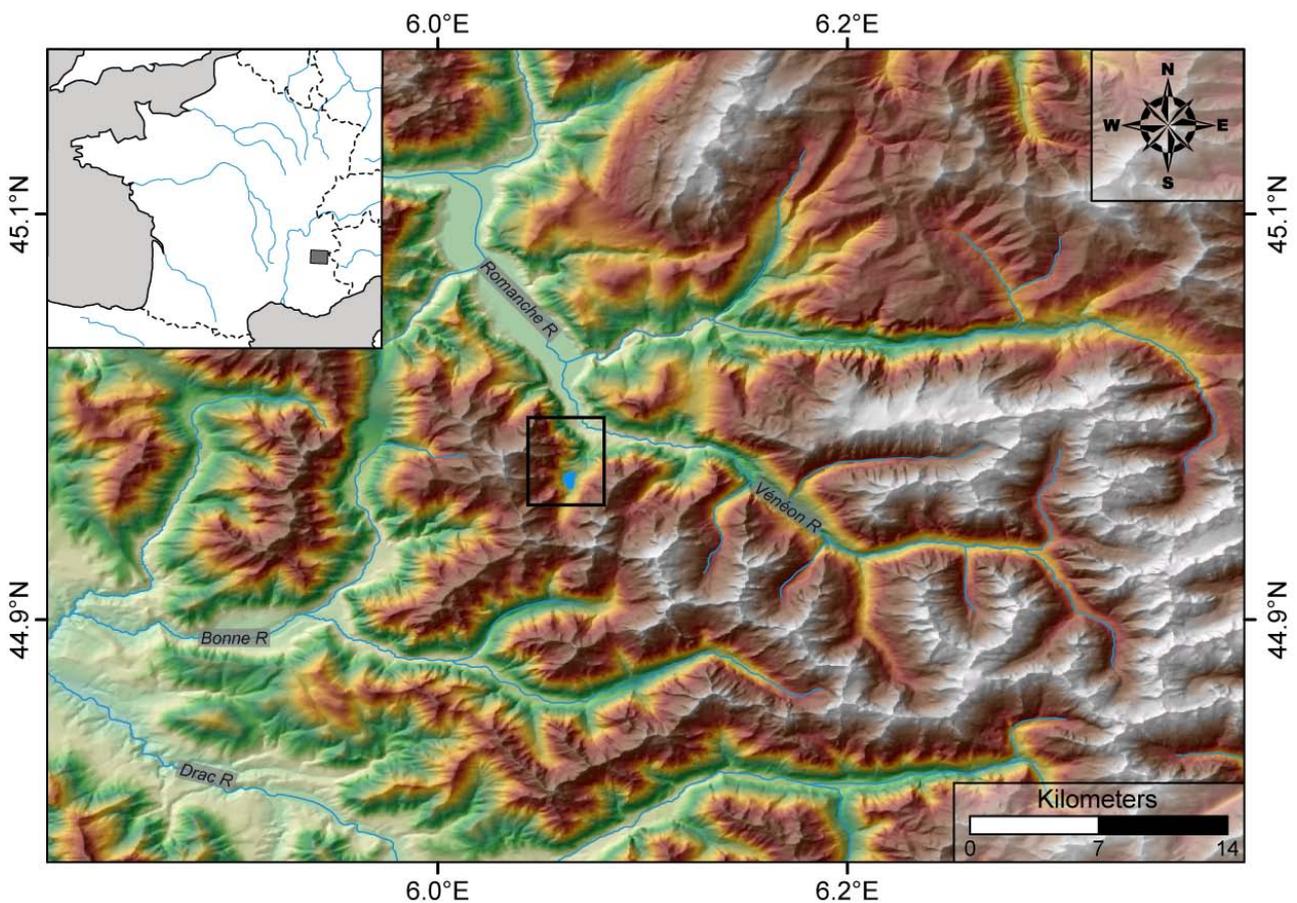


Figure 1. Digital Elevation Model (© Institut Géographique National, 50 m resolution) of the western part of the Ecrins-Pelvoux massif. Black box indicates location of Figure 2. Inset shows location within France.

2. The Lauvitel rockslide

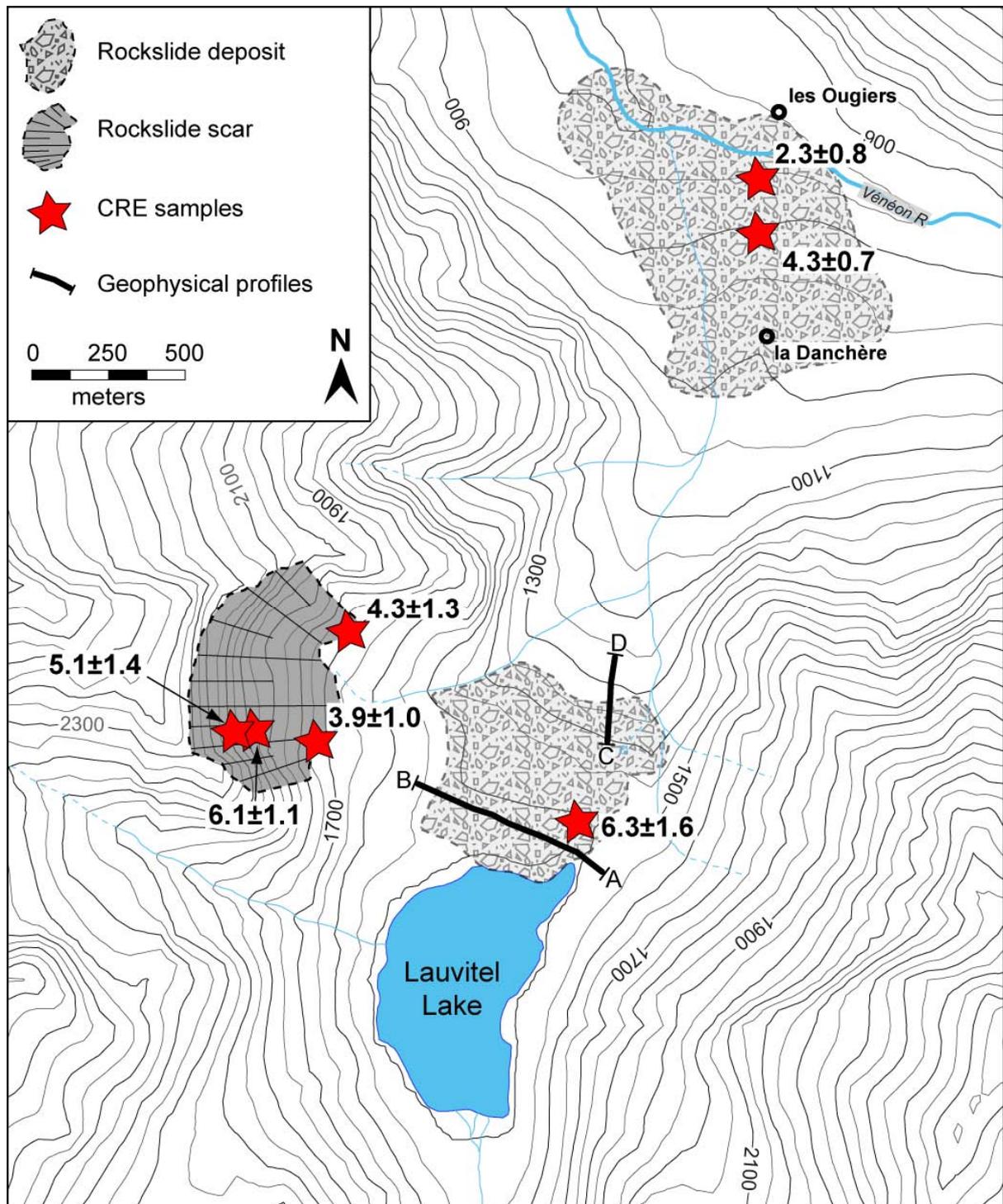


Figure 2. Location of the Lauvitel rockslide features, samples location, ^{10}Be exposure ages (ka) and geophysical profiles.

The Lauvitel valley is a 7 km long tributary of the Vénéon River, one of the main rivers draining the Ecrins-Pelvoux massif. This massif belongs to the External Crystalline Massifs of the Western Alps and is located about 50 km south-east of Grenoble (Figure 1). The 68 m-deep Lauvitel Lake lies upstream of a natural dam at an elevation of 1500 m (Figure 2). The origin of this lake has been diversely interpreted within the literature. Kilian (1922) and Montjuvent (1978) interpreted the dam as a frontal moraine of the Lauvitel glacier and also described lateral moraines downstream of the dam. Moreover, Kilian (1922) described an earlier moraine at the bottom of the Vénéon valley, which is interpreted by Montjuvent as a frontal moraine of the Vénéon glacier. These moraines should have been deposited during the Lateglacial stage (~15-12 ka B.P.). For Delebecque (1898) and Abele (1974), the dam is the deposit of a large rock slide, the scar of which is clearly visible on the left side wall of the Lauvitel valley (Figure 3). Many arguments support the rockslide hypothesis rather than a glacial origin. First of all, the prominent scar dominating the dam to the west; second, the gentle but obvious slope of the deposit from the west wall towards the opposite valley side; third, the coarse blocky shape of the deposit and its homogeneous petrography, which is the same granite as the scar whereas this lithology is nearly absent in the upper catchment; and finally the large lake level fluctuations. The lake's level varies seasonally by c.a. 25 m, due to the porosity of the dam. Apart from the lithology, the morphological setting and hydrological properties largely resemble the Oeschinensee dam (Swiss Alps), which is a rock avalanche dam (Niklaus 1967). Abele (1974) suggested that the sliding mass split up in two parts, the upper one forming the dam and the lower one propagating down to the Vénéon, where Kilian (1922) described a moraine. According to this hypothesis, Abele (1974) estimated a total rockslide volume of $75 \times 10^6 \text{ m}^3$. Considering this volume, the Lauvitel rockslide/avalanche could be the largest rockslide known in the Ecrins-Pelvoux massif and belong to the largest rockslides or rock avalanches identified within the crystalline massifs of the European Alps (Schoeneich et al. 2008).

From a geotechnical point of view, the west wall of the Lauvitel valley consists of granite and comprises 3 joint sets with the following mean dip direction/dip and spacing: J1 (90/58, 1 m); J2 (190/80, 1 m); J3 (270/60, 100 m). The joint set J1 is roughly parallel to the initial valley wall. The sliding surface (Figure 2, Figure 3) occurs from 2400 m to 1700 m and is mainly defined by J1 joints. It dips 57° in its upper part (2387 m to 1907 m), 45° in its medium part (1907 m to 1840 m) and 50° in its lower part (1840 m to 1709 m). At first sight, the slide could be classified as a translational one, but the variations in inclination of the sliding surface lead to classify it as a compound slide. The reach angles (Heim, 1932) corresponding to the upper and lower deposits are 33° and 19° , respectively.

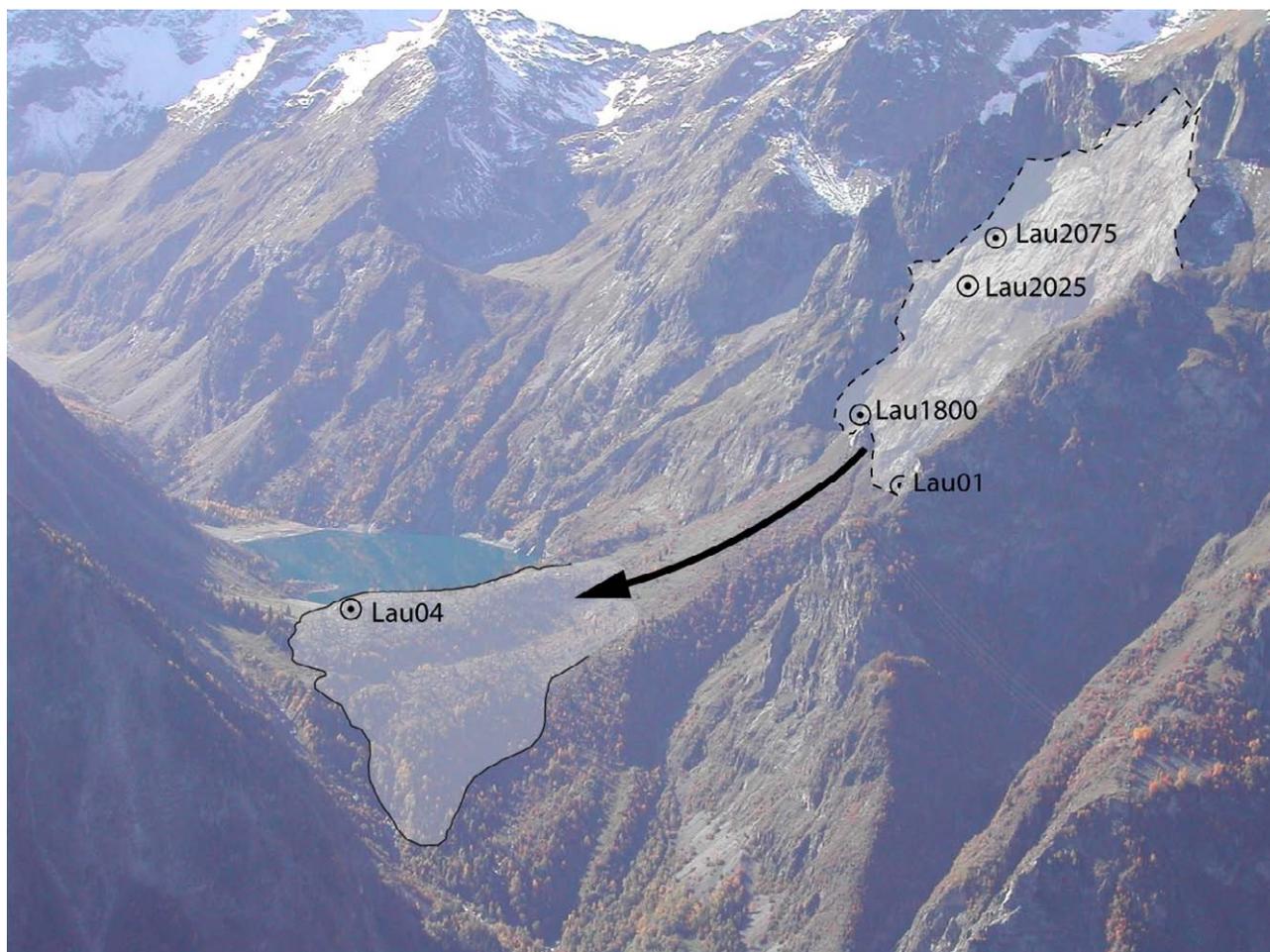


Figure 3. General southward view of the Lauvitel valley. Light-shaded areas correspond to (a) primary rock slide-plane (up) and (b) upstream rock-avalanche deposit (down). The Lauvitel lake is clearly visible upstream of the dam. The 5 highest sample locations are also represented.

3. Geophysical survey of the dam

Two electrical tomographic profiles were collected: (1) Profile 1 (A-B; Figures 2 and 4) runs along the crest of the dam for ~700m across the valley and (2) Profile 2 (C-D; Figures 2 and 4) runs parallel to the valley axis along ~300m. Profile 2 crosses the supposed lower limit of the dam, characterized by a sudden change in slope inclination where many springs are located. Both profiles were acquired using a Wenner configuration and 64 electrodes spaced every 5 m. Data of profile 1 were gathered, as they were recorded using a roll-along technique every 16 electrodes. The inversed profiles are shown on Figures 4 after suppressing aberrant resistivity values obtained due to bad coupling between electrodes and the sometimes rocky material. They were derived using the RES2DINV software with a L1 regularization norm and are presented after three iterations, satisfying RMS error values.

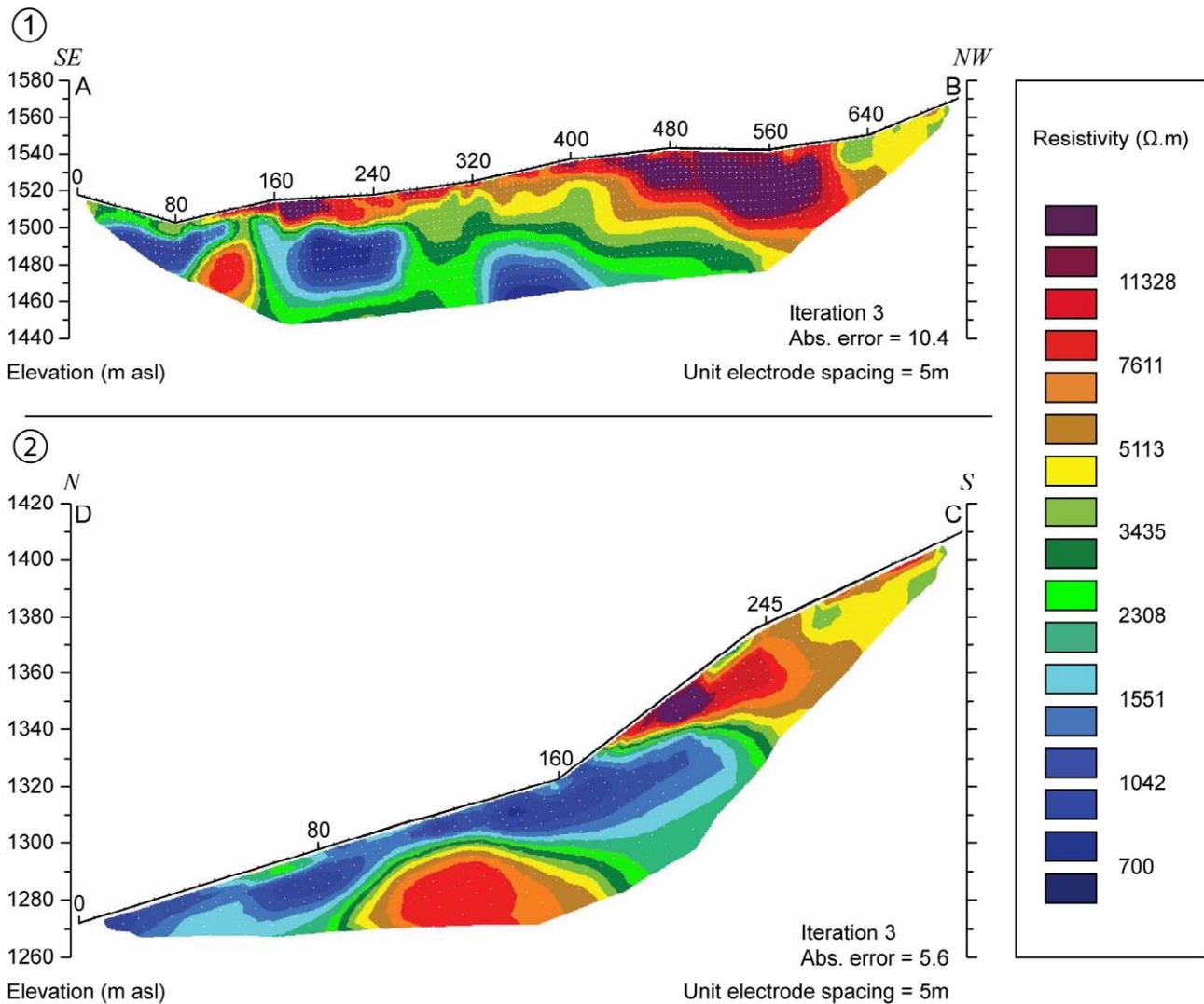


Figure 4. Resistivity cross-sections obtained from electrical tomography profiles located on Figure 2. Tomography profiles were performed using Syscal R1 PLUS resistivity meter (Iris Instrument©) with a Wenner electrode array configuration. Data Inversions were performed through RES2DINV software according to a robust inversion method (Claerbout and Muir, 1973). Values represented along profile surfaces correspond to distance in meters.

On the top of Profile 1 (Figure 2 and 4), the three different formations visible on the surface are characterized by different resistivities. On the north-western side, the scree corresponds to values ranging between 3500 and 5000 $\Omega.m$. On the south-eastern side, an alluvial fan is characterized by resistivities between 2500 and 4000 $\Omega.m$. In the central part of the profile, the rockslide deposit has a resistivity higher than 5000 $\Omega.m$. This can be explained by its high porosity, which is implied by the accumulation of large blocks (typical size of a few cubic meters scale).

The thickness of this latter formation is about 10m below the eastern part of the dam and reaches up to 50 m below its western part, with a resistivity much higher than 5000 $\Omega\cdot\text{m}$. Below this surficial layer, resistivity decreases with depth, indicating finer and wetter material that could be morainic. In the eastern part of the profile, the lower resistivity (1000 $\Omega\cdot\text{m}$) observed at the elevation of about 1500m, which roughly corresponds to the lake level at the time of geophysical survey (1490m the 31st august 2005, D. Dumas personal communication), can be explained by the water-table position. The deeper occurrence of the water saturation signal in the north western part could be due to the longer distance from the lake. The high resistivity zone (7500-10 000 $\Omega\cdot\text{m}$) on the eastern lower part of the profile (Figure 4) is interpreted as an edge-artefact of the inversion due to fewer data underneath.

Contrarily to Profile 1, the nature of the ground surface was less visible on Profile 2 due to vegetation cover. However, the resistivity values clearly show two different types of material below the surface. The upper and steeper part (i.e. the northern part, Figures 2 and 4), which has an approximate thickness of 40-50 m corresponds to a similar resistivity range as the surficial layer in Profile 1 (i.e. higher than 5000 $\Omega\cdot\text{m}$). The lower part shows mostly low resistivity values (i.e. < 1000 $\Omega\cdot\text{m}$, Figure 4) as for the saturated materials previously described. These two formations are interpreted as the rockslide deposit and the moraine identified in Profile 1, respectively. A relatively high resistivity zone (7500-10 000 $\Omega\cdot\text{m}$) appears under the saturated moraine at a depth of 10-20 m, which can be interpreted as bedrock. Considering these two electrical tomography profiles, the base of the deposit would fall from an elevation of 1500m in the south-eastern part of Profile 1, to ~1330m in the centre of Profile 2 where it crosses the surface (Figure 4). However, the area that connects these two locations cannot be directly inferred from our electrical tomography profiles.

Geophysical prospecting has been used to confirm the supposed lower limit of the upper deposit, which was previously determined through geomorphological evidence. The projected surface of the upper deposit (Figure 2) is estimated to $40 \times 10^4 \text{ m}^2$. Along the geophysical profiles, its mean thickness varies between 10 and 50 m. From the examination of the profiles and the geomorphological map, the mean thickness can reasonably be estimated at $30 \text{ m} \pm 10 \text{ m}$, leading to an approximated volume of $12 \pm 4 \times 10^6 \text{ m}^3$. This has to be considered as a minimal value, as the low resistivity values due to the supposed water table can lead to an underestimation of the real thickness of the deposit.

4. Cosmic Ray Exposure dating

4.1. Sampling locations

Seven samples were collected during summer 2005 (Figures 2 and 3). Samples Lau2075, Lau2025 and Lau1800, whose index refers to the sampling elevation, were collected on the clearest main sliding planes (Figure 3) where the dip is about 60°. Considering the topography of the scar (Figures 2 and 3), these samples were probably shielded by several tens of meters of rock before the slide occurred. Lau01 was taken in the scar near its assumed northern limit, on a 70° dipping plane. Lau04 was sampled on the top of a block located on the middle of the dam surface, downstream from the main scar but sufficiently far from it to reject the hypothesis of a single block fallen later than the main event. Lau10 and Lau11 (Figure 2) were collected on separate blocks located on the lower deposit described by Abele (1974). All samples are granite and were collected with hammer and chisel from the uppermost 5 cm of the rock surface.

Samples	Elevation (m)	Longitude WGS 84 (° E)	Latitude WGS 84 (° N)	Skyline Shielding Factor ^(a)	Corrected Production Rate (atoms g ⁻¹ yr ⁻¹) ^(b)	¹⁰ Be Concentration (10 ⁴ atoms g ⁻¹) ^(c)	Exposure Age (¹⁰ Be ka)
Lau01	1722	6.060	44.980	0.50	9.21 ± 0.55	3.95 ± 1.21	4.3 ± 1.3
Lau04	1513	6.069	44.974	0.93	14.65 ± 0.88	9.16 ± 2.34	6.3 ± 1.7
Lau10	925	6.078	44.992	0.91	9.03 ± 0.54	3.86 ± 0.57	4.3 ± 0.7
Lau11	887	6.078	44.993	0.94	8.93 ± 0.54	2.07 ± 0.70	2.3 ± 0.8
Lau1800	1800	6.075	44.977	0.75	14.59 ± 0.88	5.71 ± 1.42	3.9 ± 1.0
Lau2025	2025	6.073	44.977	0.63	14.46 ± 0.87	8.83 ± 1.51	6.1 ± 1.1
Lau2075	2075	6.072	44.978	0.63	14.97 ± 0.90	7.56 ± 1.99	5.1 ± 1.4

Table 1. (a) Geomorphic scaling factors calculated following the method of Dunne et al. (1999). (b) Sample ¹⁰Be production rate scaled for latitudinal and altitudinal effects from Stone (2000), using a modern spallogenic production at sea-level and high altitude of 4.49±0.39 atoms g⁻¹ yr⁻¹ (see text for details) and corrected of geomorphic factors. (c) Analytical uncertainties include a conservative 3% uncertainty based on long-term measurements of standards, a one-sigma statistical error on counted ¹⁰Be events, and the uncertainty associated with the chemical and analytical blank correction (see text for details and references).

4.2. Sample preparation, analysis and cosmic ray exposure age calculation

Samples were prepared for Accelerator Mass Spectrometry (AMS) ¹⁰Be measurements following chemical procedures adapted from Brown et al. (1991) and Merchel and Herpers (1999). Samples

were crushed and sieved; 250-1000 μm fractions were conserved for chemical procedures. Pure quartz grains were obtained by repeated H_2SiF_6 - HCl etching and atmospheric ^{10}Be content eliminated by successive HF sequential dissolutions. Prior to the complete HF digestion of quartz grains, addition of a weighted 300 μl of 10^{-3} g g^{-1} Be carrier solution allowed to fix the $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of samples. Remaining solutions were dried, diluted in HCl, purified on anion and cation exchange columns, and Be was extracted by alkaline precipitations. BeO targets were finally prepared for AMS ^{10}Be measurements performed with the 3 MV Tandétron facility at Gif-sur-Yvette, France (Raisbeck et al. 1987; 1994). The presented data were calibrated against 07KNSTD using a ^{10}Be half-life of $(1.36 \pm 0.07) \times 10^6$ years (Nishiizumi et al. 2007).

In order to determine CRE ages from the ^{10}Be concentrations measured in the quartz fractions, the following equation was used:

$$C_{(x,\varepsilon,t)} = C_0 \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_{spal.}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} \cdot e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda \right)} \right]$$

where $C(x, \varepsilon, t)$ is the ^{10}Be concentration as a function of depth x (g cm^{-2}), ε the erosion rate and t the exposure time (yr); C_0 is the potential ^{10}Be inherited concentration prior to exposition at the surface; Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$, and $\Lambda_{\mu f}$ are the effective apparent attenuation lengths (g cm^{-2}), for neutrons, slow muons, and fast muons, respectively. $P_{spal.}$, $P_{\mu s}$, and $P_{\mu f}$ are the spallogenic, slow and fast muon production rates that contribute to the total ^{10}Be production. All calculations were performed using attenuation lengths of 150, 1500, and 5300 g cm^{-2} for neutrons, slow and fast muons as well as contributions to the total production of 98.85%, 1.5% and 0.065%, respectively. These values are based on field-calibrated measurements (Braucher et al. 2003). A modern spallogenic production rate (i.e. induced by neutrons) of 4.49 ± 0.39 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ at sea-level and high-latitude was used for internal consistency with the data of Stone (2000), according to the recently published absolute calibration of ^{10}Be AMS standards by Nishiizumi et al. (2007). Combined with contributions from slow and fast muons, this sea-level and high-latitude production rate has then been scaled for sampling altitudes and latitudes using the scaling factors proposed by Stone (2000).

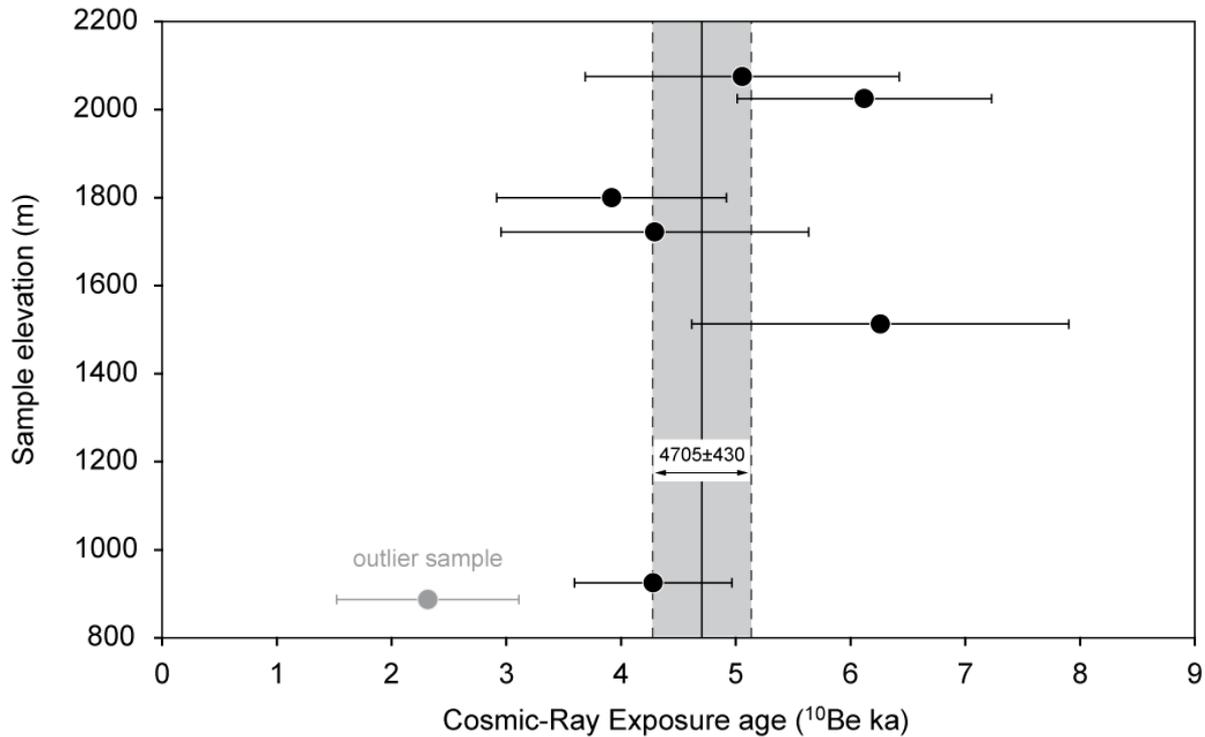


Figure 5. Elevation- distribution of Lauvitel rock-avalanche samples. Samples CRE ages are represented as well as one-sigma uncertainties as a function of their sampling elevation. Light grey-shaded sample corresponds to the outlier Lau11. Weighted CRE age (solid vertical back line) and its uncertainty (grey shaded area) calculated through the MSWD method is represented (see section 4.2 and Figure 6 for details).

The surface production rates were corrected for local slope and topographic shielding due to surrounding geomorphic features following Dunne (1999). Analytical uncertainties (reported as 1σ , see Table 1 and Figure 5) include a conservative 3% uncertainty based on long-term measurements of standards (Raisbeck et al. 1987; 1994), a 1σ statistical error on counted ^{10}Be events, and the uncertainty associated with the chemical and analytical blank correction (associated $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ blank ratio was $(3.86 \pm 1.72) \times 10^{-15}$). To compare the ^{10}Be exposure ages with absolute ages, an additional 6% maximum uncertainty for production rates was also systematically propagated (Stone 2000). Considering the geological context, the ^{10}Be ages were calculated assuming a negligible inherited component. We also considered the erosion negligible during the involved time period, and therefore provide minimum ages. Furthermore, as sample thicknesses were systematically < 5 cm, no correction was applied for this effect. The presented data do not take into account temporal magnetic field variations as the induced effect on the production rates is assumed negligible on the

time period spanned in this study (i.e. max. ~5% ^{10}Be production rate decrease compared to the modern value according to Pigati and Lifton 2004). CRE ages are thus presented in ^{10}Be -ka.

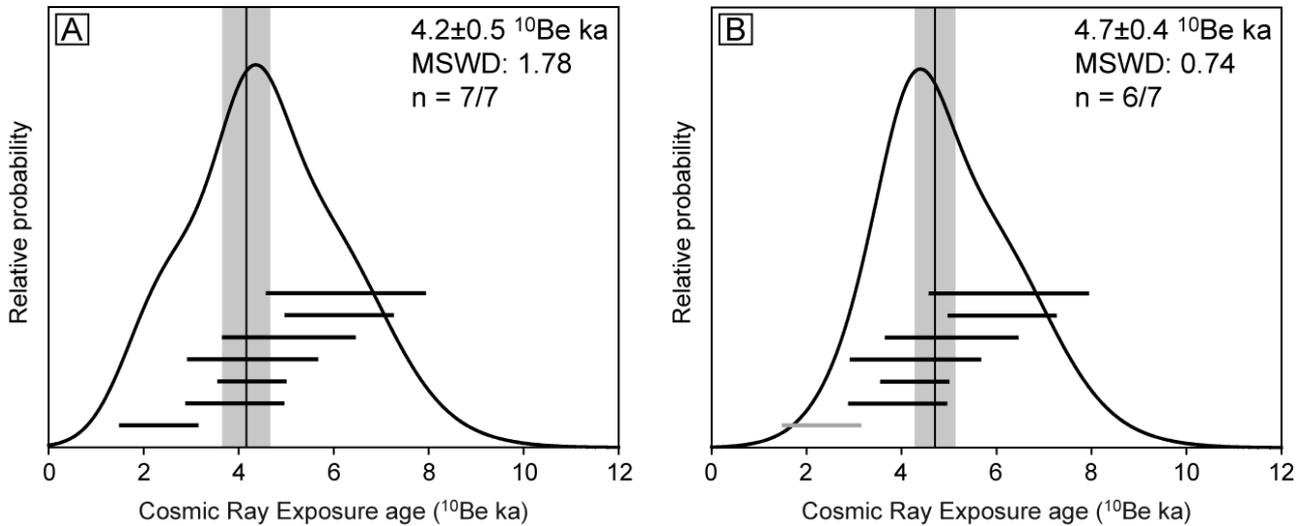


Figure 6. CRE age probability spectra. (A) represents the cumulative probability curve computed from all data. (B) represents this cumulative probability curve considering only 6 on 7 samples (Lau11 excluded, see section 4.2 for details). Thick horizontal bars on each Figure represent individual ages ($\pm 1\sigma$).

4.3 Results

Measured in situ-produced ^{10}Be concentrations ranging from 2.07×10^4 to 9.16×10^4 atoms g^{-1} yield CRE ^{10}Be ages ranging from 2.3 ± 0.8 to 6.3 ± 1.6 ^{10}Be -ka (Table 1). As shown in Figure 5, which presents the calculated CRE ages as a function of the sampling elevations, 6 of the 7 measured samples yield ^{10}Be ages that statistically overlap. A first statistical treatment of these data was achieved using method described in Lowell (1995). Each CRE age obtained for each sample is considered as an individual Gaussian distribution with its value corresponding to the mean of the distribution and its associated uncertainty corresponding to the dispersion about the mean. Gaussian distributions of each individual CRE age can then be summed together to provide a new Gaussian distribution representative of the dataset (Lowell 1995). On Figure 6A, the data probability curve shows a shoulder on the low value side (i.e. from ~ 1.9 to ~ 2.9 ^{10}Be -ka) while a major mode appears at ~ 4.3 ^{10}Be -ka. To test the reliability of this major mode and in order to calculate an averaged age that takes into account individual age uncertainty, the Mean Square of Weighted Deviates (MSWD) statistic may be used (McIntyre et al. 1966; Douglass et al. 2006). By combining MSWD with probability curves, a group of samples sharing a common mean age may be identified (Douglass et

al. 2006). A calculated MSWD value of 1.0 indicates that analytical errors are as expected, whereas a value less than 1.0 indicates that the analytical errors may be overestimated. Alternatively, a value significantly larger than 1.0 indicates either an underestimation of analytical errors or geological factors producing dispersed CRE ages (Douglass et al. 2006). Considering all data, the MSWD value calculated is 1.78 and the weighted CRE age is 4.2 ± 0.5 $^{10}\text{Be-ka}$. When omitting sample Lau11, which causes the low-value shoulder observed on the cumulative probability curve (Figure 6A), the MSWD value calculated for the 6 remaining samples is 0.74. Thus, Figure 6B shows that omitting sample Lau11, the new cumulative probability curve better fits a Gaussian distribution. Finally, it seems that the low value shoulder shown on probability curve (Figure 6A) identifies an outlier reflecting unusual geological processes, whereas the major mode highlights a single past collapse event at 4.7 ± 0.4 $^{10}\text{Be-ka}$.

5. Discussion

Three samples collected on blocks (i.e. Lau04, Lau10 and Lau11) are significantly younger than 10^{10}Be-ka and provide evidence that the material covering both the dam surface and the lower deposit is not glacial. The ages obtained for all samples except Lau11 are consistent with (but do not prove) the hypothesis of a single rock slide ~ 4.7 $^{10}\text{Be-ka}$ years ago. Lau11 corresponds to the most distant block and is located close to the Vénéon River, which erodes the toe of the deposit. This sample may have been buried in the deposit for some time before being exposed due to river bank erosion; this geological process may explain its younger age. Assuming this hypothesis, the estimated exposure age of the event is 4.7 ± 0.4 $^{10}\text{Be-ka}$ (MSWD: 0.74, $n = 6$). For the reasons exposed below, no correction was applied for snow cover. The 4 samples Lau01, Lau1800, Lau2025 and Lau2075 have been collected in the scar where slopes are steeper than 55° . No correction was applied for these samples, as snow cover rarely accumulates on smooth rock-slopes steeper than 45° . Although Lau04 was collected on an almost horizontal surface at about 1500m elevation within an area where snow cover is likely to reach 1 m during 4 months, this sample was taken on the top of a sharp > 3 m high block from which the snow is frequently blown, leading to limited snow thickness and persistence. Both Lau10 and Lau11 were sampled at an elevation of about 900m where snow accumulation is moderate as well. Assuming a snow cover of 1 m during 4 months, which is an end-member scenario, would lead to a 220 years-older age. Therefore, we

assume that this scenario would keep the consistence of a unique event ~ 4.7 ^{10}Be -ka ago, given reported uncertainties.

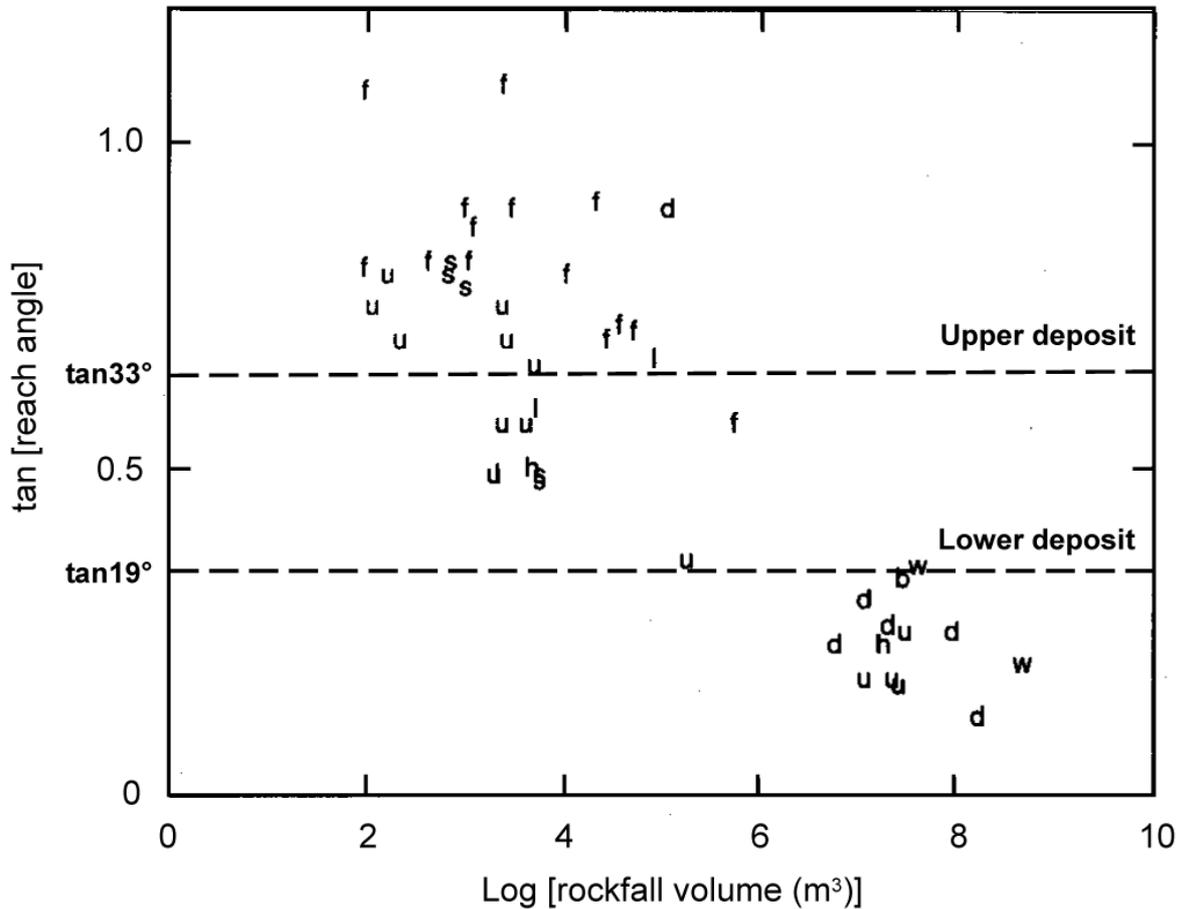


Figure 7. Plot of rock fall and rock avalanche volume versus tangent of the reach angle for 47 events. Tangent of the reach angles of Lauvitel lower and upper deposits have been added. Labels correspond to obstacles and topographic constraints of the path: *f*, dense forest; *s*, scree deposit; *b*, bends; *d*, deflections; *h*, channelling; *w*, opposite wall; *u*, unobstructed. Modified from Corominas (1996)

Our chronological results do not allow to distinguish more than one event, but the spatial distribution of the deposit shows two clearly separated areas (Figure 2), which could hardly result from a unique movement. The reach angles of the two parts of the deposit can give some indications about the volume of the individual rock movements. Figure 7 (modified from Corominas 1996) shows the relation between the reach angle and volume for 47 slide events. This relation shows that a reach angle of 19° , which corresponds to the lower part of the Lauvitel

deposit, can be attained only for a volume greater than about 10^7 m^3 . The only exception corresponds to unobstructed paths, which is not the case of the Lauvitel rock avalanche, as falling materials were deflected by the opposite valley wall. Therefore the lower deposit may result from a large (or a few large) rock avalanche(s) with a volume larger than 10^7 m^3 . A reach angle of 33° , which corresponds to the upper part of the Lauvitel deposit, is very improbable for a volume greater than 10^6 m^3 . Therefore, the upper deposit, whose volume has been estimated to at least $12 \times 10^6 \text{ m}^3$ from geophysical prospecting, possibly results from the accumulation of individual rock movements smaller than 10^6 m^3 . However, neither CRE ages nor mechanical arguments allow constraining the chronology of individual rock movements (i.e. more dating should be necessary to define such a detailed chronology), but their occurrence in a narrow spatial and temporal scale shows a causal relation between successive events. From a probabilistic point of view, these rock movements cannot be considered independently and record a single multiphase event for rock fall/slide hazard assessment purposes. Furthermore, from a mechanical point of view, they could result from the previous large movement which produced the lower deposit, and probably occurred following a relatively short period of time. It must be recalled that a large volume of rock can fall in a short time period even by successive individual movements. Although the propagation distance is less than for a unique event, the risk can also be important. A recent example of successive rock movements making up a total volume of $\sim 30 \times 10^6 \text{ m}^3$ in a few-hours timescale is given by the Randa rockslide (Sartori et al. 2003).

Conclusions

Electrical tomography allowed to confirm that the Lauvitel dam consists of a rock slide deposit, and to estimate its volume at $12 \pm 4 \times 10^6 \text{ m}^3$. The dam forms the upper part of a much larger rockslide deposit, whose total volume can be estimated to at least $50\text{-}70 \times 10^6 \text{ m}^3$ from the apparent volume of the scar. The Abele (1974) hypothesis of a large rockslide – rock avalanche reaching the Vénéon River is consistent with (a) the systematic occurrence of large granite blocks on the surface of the deposit filling the bottom of the Vénéon valley, whereas the northern side valley walls of the Vénéon River are made of gneiss, (b) their ages that are much younger than expected in case of a glacial origin, (c) the existence of a sliding plane, the age of which overlaps that of the blocks downstream, (d) the size of the scarp and (e) the reach angle. This event might have occurred at $\sim 4.7 \pm 0.4 \text{ }^{10}\text{Be-ka}$ but the hypothesis of several large events of more than 10^7 m^3 cannot be rejected.

More dating would be needed to confirm the uniqueness of this event. It can be inferred from the reach angle that the upper deposit, forming the Lauvitel dam, possibly results from successive individual rock movements smaller than 10^6 m^3 . In the context of rock fall hazard assessment for land use planning, all the movements described here have to be considered as a unique multiphase event dated at $4.7 \pm 0.4 \text{ }^{10}\text{Be-ka}$ (MSWD: 0.74, $n = 6$) within a rock fall/slide inventory. Combining cosmic ray exposure dating and electrical tomography has proved to be an efficient tool to both date and characterize a Holocene rockslide – rock avalanche and contribute to further constrain the frequency of such catastrophic events.

Acknowledgments

This study is part of RD's Msc project at Université Paul Cézanne and Université Joseph Fourier in the framework of the ANCEMT project funded by the Agence Nationale de la Recherche (project N° 06-BLAN-0207). We thank the Parc National des Ecrins, X. Bodin, D. Fiat and O. Leroux for invaluable field assistance. We acknowledge S. Merkel and G. Aumaitre for technical assistance during ^{10}Be samples preparation and measurements, and P. van der Beek for improving the style of the manuscript. S. Garambois and A. Revil are also acknowledged for fruitful discussions on the interpretation of electrical prospecting results and D. Dumas for providing lake-level information. The geophysical survey was a low-carbon-footprint operation, with material transported by donkeys. A constructive review by an anonymous reviewer improved the manuscript.

References

- Abele G (1974) Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaft Alpenvereinshefte 25, München
- Ballantyne CK (2002) Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21: 1935-2017
- Braucher R, Brown ET, Boulès DL, Colin F (2003) In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* 211: 251-258

- Brown ET, Edmond JM, Raisbeck GM, Yiou F, Kurz MD, Brook ED (1991) Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 2269-2283
- Claerbout JF, Muir F (1973) Robust modeling with erratic data, *Geophysics* 38: 826-844
- Climchalp (2008a) Climate change in the Alps: Impacts and natural hazards. ONERC Technical Report N°1
- Climchalp (2008b) State of knowledge on climate change impacts in the Alps. http://www.risknat.org/projets/climchalp_wp5/pages_eng/base_eng.htm
- Corominas J (1996) The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*. 33: 260-271
- Cossart E, Braucher R, Fort M, Bourlès DL, Carcaillet J (2008) The consequences of glacial debuitressing in deglaciated areas: Pieces of evidence from field data and cosmogenic datings. *Geomorphology* 95: 3-26
- Cruden DM (1995) Rock slope movements in the Canadian Cordillera, *Canadian Geotechnical Journal*, 22: 528-540
- Delebecque A (1898) *Les lacs français*. Paris, Chamerot & Renouard, 436 p
- Douglass DC, Singer BS, Kaplan MR, Mickelson DM, Caffee MW (2006) Cosmogenic nuclide surface exposure dating of boulders on last-glacial and late-glacial moraines, Lago Buenos Aires, Argentina: Interpretive strategies and paleoclimate implications. *Quaternary Geochronology* 1: 43-58
- Dunne J, Elmore D, Muzikar P (1999) Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* 27: 3–11
- Dussauge-Peisser C, Helmstetter A, Grasso JR, Hantz D, Desvarreux P, Jeannin M, Giraudet A (2002) Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 2: 15-26
- Fell R, Ho KKS, Lacasse S, Leroi E (2005) A framework for landslide risk assessment and management. In: *Landslide Risk Management – Hungr, Fell, Couture & Eberhardt (eds)*, London, Taylor & Francis Group, ISBN 04 1538 043 X.: 3-25
- Gidon M (2008) Atlas géologique des Alpes françaises, Lauvitel - Brèche du Périer. http://www.geol-alp.com/h_oisans/_lieux/veneon/lauvitel.html
- Hantz D, Vengeon JM, Dussauge-Peisser C (2003) An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3: 693-701

- Hantz D, Frayssines M (2007) Contribution à l'évaluation de la durée de vie d'un compartiment rocheux susceptible de s'ébouler. *Revue Française de Géotechnique* 119: 65-79
- Heim A (1932) *Bergsturz und Menschenleben*. Zurich, Fretz & Wasmuth Verlag, 218p
- Hewitt K (1999) Quaternary Moraines vs Catastrophic Rock Avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research* 51: 220-237
- Hormes A, Ivy-Ochs S, Kubik PW, Ferreli L, Maria Michetti A (2008) ^{10}Be exposure ages of rock avalanche and a late glacial moraine in Alta Valtellina, Italian Alps. *Quaternary International* 190: 136–145
- Hungr O, Evans SG (2004) The occurrence and classification of massive rock slope failure. *Felsbau* 22: 1-11
- Ivy-Ochs S, Poschinger AV, Synal H-A, Maisch M (2009) Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology* 103: 104-112
- Kilian W (1922) Les stades de recul des glaciers alpins et l'origine du lac Lauvitel (Oisans). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 175: 660-665
- Lal D (1991) Cosmic ray labelling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104: 424–439
- Le Roux O, Schwartz S, Gamond JF et al (2009) CRE dating on the head scarp of a major landslide (Séchilienne, French Alps), age constraints on Holocene kinematics. *Earth and Planetary Science Letters* 280: 236-245
- Lowell TV (1995) The application of radiocarbon ages estimates to the dating of glacial sequences: an example from the Miami sublobe, Ohio, USA. *Quaternary Science Reviews* 14: 85-99
- McIntyre G, Brooks C, Compston W, Turek A (1966) The statistical assessment of Rb-Sr isochrones. *Journal of Geophysical Research* 71: 5459-5468
- Merchel S, Herpers U (1999) An update on Radiochemical Separation Techniques for the Determination of Long-Lived Radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta* 84: 215-219
- Monjuvent G (1978) *Le Drac : morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaire d'un bassin Alpin*. Editions du CNRS, Paris, 433 p
- Moon AT, Wilson RA, Flentje PN (2005) Developing and using landslide frequency models. In: O. Hungr, R. Fell, R. Couture and E. Eberhardt, Editors, *Landslide Risk Management*, London, Taylor and Francis: 681–690
- Niklaus M. (1967) *Geomorphologische und limnologische Untersuchungen am Oeschinensee*. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, Nr 14. Bern

- Nishiizumi K, Imamura M, Caffee MW, Southon JR, Finkel RC, McAninch J (2007) Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 258: 403-413
- Picarelli L, Oboni F, Evans SG, Mostyn G, Fell R (2005) Hazard characterization and quantification. In: *Landslide Risk Management – Hungr, Fell, Couture & Eberhardt (eds)*, Taylor & Francis Group, London, ISBN 04 1538 043 X: 27-61.
- Pigati JS, Lifton NA (2004) Geomagnetic effects on time-integrated cosmogenic nuclide production with emphasis on in situ ^{14}C and ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters* 226: 193-205
- Prager C, Ivy-Ochs S, Ostermann M, Synal HA, Patzelt G (2009) Geology and radiometric ^{14}C -, ^{36}Cl - and Th-/U-dating of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria). *Geomorphology* 103: 93-103
- Raisbeck GM, Yiou F, Bourlès D, Lestringuez J, Deboffe D (1987) Measurements of ^{10}Be and ^{26}Al with a Tandetron AMS facility. *Nuclear Instrument Methods and Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 29: 22–26
- Raisbeck GM, Yiou F, Bourlès D et al (1994) The AMS facility at Gif-sur-Yvette: progress, perturbations and projects. *Nuclear Instrument Methods and Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 92: 43–46
- Sartori M, Baillifard F, Jaboyedoff M, Rouiller JD (2003) Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3: 423–433
- Schoeneich P, Hantz D, Deline P, Amelot F (2008) A new database of Alpine rock falls and rock avalanches. *Interpraevent, Dornbirn, Austria, Vol. 2*: 243-250
- Soldati M, Corsini A, Pasuto A (2004) Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena* 55: 141–161
- Stone JO (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* 105: 23753-23759
- Van Husen D, Ivy-Ochs S, Alfimov V (2007) Landslides in Almtal: mechanism and age. *Austrian Journal of Earth Science* 100: 114–126

Résumé

Le rôle des interactions et couplages entre la tectonique, le climat et les processus de surface sur l'évolution des chaînes de montagne représente une question prépondérante dans la communauté des Sciences de la Terre depuis une vingtaine d'années. Dans cette étude, l'évolution récente du relief du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes occidentales françaises) en réponse aux changements climatiques marquant la transition entre le Pléistocène et l'Holocène est abordée à partir de l'utilisation des nucléides cosmogéniques produits *in-situ* (^{10}Be et ^{26}Al) mesurées sur plus de 60 échantillons prélevés sur des surfaces rocheuses en place ou issus de matériaux détritiques.

Les mesures en ^{10}Be et ^{26}Al réalisées à partir d'échantillons récoltés sur des morphologies glaciaires (polis glaciaires, roches moutonnées et nunataks) témoins de l'extension des glaciers lors de la dernière période glaciaire (LGM ou Last Glacial Maximum), apportent de nouvelles contraintes temporelles quand aux modalités de la déglaciation du massif. Les âges d'exposition obtenus indiquent que les glaciers des bassins de la Durance, Romanche/Vénéon et du Drac réagissent différemment au changement climatique global qui marque la fin du Dernier Maximum Glaciaire et mettent en évidence le retrait progressif des glaciers du massif des Ecrins-Pelvoux durant le Tardiglaciaire entre ~20 et 11 ka.

La mesure en ^{10}Be d'alluvions fluviales prélevées dans plusieurs rivières indique que l'érosion depuis le retrait glaciaire est contrôlée, à l'échelle du massif, par les processus de gélifraction qui affectent principalement les lignes de crêtes rocheuses. Les taux de dénudation moyens obtenus varient entre 0.27 et 1.07 mm an⁻¹. Ces résultats sont cohérents par rapport aux taux de dénudation postglaciaires obtenus pour d'autres régions des Alpes, confirmant ainsi le rôle significatif des processus périglaciaires sur l'évolution récente des reliefs des montagnes tempérées.

Enfin, les résultats obtenus à plus petite échelle dans le bassin versant du Vallon des Etages (Haut Vénéon) indiquent que la signature ^{10}Be des alluvions est dominée par les matériaux détritiques exportés depuis les marges proglaciaires actuelles et/ou du Petit Age de Glace (XVII-XIX^e siècles). Cependant, les concentrations mesurées sur les matériaux détritiques d'origine glaciaire représentent vraisemblablement un mélange entre des produits d'érosion glaciaire et des sédiments périglaciaires issus de l'activité de la gélifraction au niveau des parois surplombant la langue terminale du glacier.

Abstract

Since the early 90's, the coupling and interaction between tectonics, climate and surface processes have been a key question in the Geosciences community. Here, the recent relief evolution of the Ecrins-Pelvoux massif (French Western Alps) induced by Pleistocene / Holocene climate change is studied using in-situ produced Terrestrial Cosmogenic Nuclide (TCN) measurements that have been performed on more than 60 samples consisting of both bedrock and detrital material.

^{10}Be and ^{26}Al measurements performed on samples collected from glacial features (glacially polished bedrock, roches moutonnées, nunataks) allow constraining both the chronology and pattern of ice retreat within the massif. Cosmic-ray exposure dating shows a contrasting response of glacial drainage basins on the eastern and western flanks of the massif, evidence by asynchronous ice retreat following the Last Glacial Maximum, and highlights the progressive retreat of glaciers towards their present-day positions during the Late Glacial (~20 and 11 ka).

Measurements of ^{10}Be concentrations in stream sediments collected in several rivers draining the massif show that the post-glacial denudation at the massif scale is controlled by frost shattering processes, which mostly affect rock crests. Mean catchment denudation rates vary from 0.27 to 1.07 mm yr⁻¹, in agreement with post-glacial denudation rates obtained throughout the Alps. Therefore, these results highlight that frost-induced processes play an important role in the present-day relief evolution of mid-latitude mountains.

Finally, results obtained at a smaller scale within the Vallon des Etages catchment (Upper Vénéon) indicate that ^{10}Be concentrations carried by stream sediments are strongly controlled by glacial detrital materials exported from present-day and/or Little Ice Age (XVII-XIXth centuries) ice margins. However, glacial materials that currently supply the stream sediment system probably represent a mixture between glacially scoured sediments and periglacial products that fed the glacier tongue due to frost-shattering activity on headwater rock cliffs.